

CARLOS EDUARDO DOS SANTOS

**Modelo Geoestatístico e Geológico do Depósito de Crisotila da
Mina Cana Brava – Minaçu Goiás.**

Dissertação de Mestrado
apresentado como requisito para a
obtenção do grau de Mestre.
Programa de Pós-Graduação em
Geologia, Setor de Ciências da
Terra, Universidade Federal do
Paraná.

Orientador: Prof. Dr. João Carlos Biondi

Curitiba
Março de 2011

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iii
LISTA DE FIGURAS	iv
LISTA DE TABELAS	ix
LISTA DE QUADROS	x
RESUMO.....	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUÇÃO	3
1.1 Objetivos.....	3
1.1.1 Objetivos Específicos	3
1.2 Localização e Acesso	4
1.3 Materiais e Métodos.....	6
Banco de dados	8
2. CARACTERIZAÇÃO E PROPRIEDADES DO AMIANTO	10
2.1 Usos da Crisotila.....	10
2.2 Produção mundial de mineral crisotila	12
2.3 Geologia do Minério Crisotila	14
3. GEOLOGIA REGIONAL.....	17
3.1 O Complexo Máfico-Ultramáfico de CANA BRAVA	17
3.1.1 Trabalhos anteriores.....	19
3.1.2 Evolução magmática e geocronologia do complexo	20
3.1.3 Metamorfismo do complexo.....	21
3.2. Geologia Local.....	22
3.2.2 Feições de minério	22
3.2.3 Modelo Estrutural	23
3.2.4 Controle da Mineralização.....	23
4. MODELAGEM GEOESTATÍSTICA DO DEPÓSITO DE MINERAL CRISOTILA DA MINA CANA BRAVA	24
4.1 Conceitos básicos de geoestatística.....	24
4.1.1 Variograma.....	25
4.1.2 Krigagem Ordinária	27
4.2 Estudo estatístico básico dos teores acumulados de fibra	29
4.2.1 Histogramas	29
4.3 Reconhecimento geológico inicial.....	34
4.3.1 Mapeamento dos litotipos e fácies de minério	34
4.3.2 Mapeamento estrutural de falhas, zonas de cisalhamento e fraturas	35
4.4 Mapas litofaciológico e estrutural.....	36
4.5 Modelagem Geométrica.....	39
4.5.1 Mapeamento e auditoria do banco de dados	39
4.5.2 Auditoria do banco de dados.....	40
4.5.3 Confecção e interpretação geológica das seções.....	40
4.5.5 Interligação e fechamento geológico das seções.....	43
4.5.6 Modelagem tridimensional das estruturas deformadoras do depósito	45
4.5.7 Montagem do modelo geométrico do depósito de asbesto crisotila da mina Cana Brava.	45
4.6 Separação das sondagens de cada sub-bloco do modelo geométrico.....	47
4.7 Utilização de elipsóides de anisotropia variográfica como indicadores cinemáticos em corpos mineralizados e fragmentados por falhas.....	47

4.7.1 Estudo variográfico dos teores acumulados de crisotila e construção dos elipsóides de anisotropia.....	49
4.7.2 Estudo cinemático comparativo	63
4.8 Seleção de variogramas para a krigagem	65
4.9 Construção dos modelos de blocos.....	80
4.10 Krigagem ordinária dos teores acumulados de fibra.....	80
4.11 Modelo geoestatístico do depósito de asbesto crisotila da SAMA.....	81
5. GEOLOGIA DO DEPÓSITO.....	84
5.1.2 Rochas originais do complexo	86
5.1.3 Rochas metassomáticas	89
5.2. Petrografia	92
5.2.1 Rochas originais do complexo	93
5.2.2 Rochas metassomáticas	98
6. PROCESSO MINERALIZADOR.....	107
6.1 Características morfológicas e composição mineral das fácies de minério ...	107
6.2 Petroquímica.....	113
6.2.1 Perdas e ganhos de elementos.....	115
6.2.2 Metodologia.....	115
6.2.3 Seleção das amostras “de referência” (= protolitos dos serpentinitos)....	116
6.2.4 Mobilidade dos elementos durante o processo de serpentinização	118
6.3 Fluido mineralizador	140
6.4 Controle estrutural	141
7. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES.....	145
8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	148

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. João Carlos Biondi pela orientação, paciência e amizade prestada durante a elaboração deste trabalho.

A empresa SAMA (S.A. Minerações de Amianto) pelo apoio prestado para o desenvolvimento desta pesquisa, sem ao qual não poderia ser realizada. Em especial ao engenheiro William Bretas Linares e o geólogo Júnior Cesar Ferreira de Araujo pela dedicação e atenção despendidas.

Ao curso de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná por toda a infra-estrutura coloca a disposição.

Aos colegas e professores pelos debates, críticas e sugestões ao longo da pesquisa, contribuindo com o presente trabalho.

A família pela compreensão e apoio prestado no decorrer de mais um grande passo percorrido na vida.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Localização e acesso da área de estudo no estado de Goiás a esquerda da imagem, à direita visão aérea do depósito. 5
- Figura 2. Exportação de crisotila no ano de 2007, em milhões de dólares (US\$), preço FOB (*Free on Board*). 13
- Figura 3. Esquema que sintetiza todas as situações nas quais se formam depósitos minerais em ambientes metamórficos dínamos-termais, dinâmicos (zonas de cisalhamento) e termais. 14
- Figura 4. Diagrama de fases para o sistema $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$, modificado de Winkler (1997). 15
- Figura 5. Na imagem da esquerda a visão em mapa do Deposito de Bell Jonhson (Canadá), mostrando os corpos de rocha Ultramáficas cisalhada com veios de crisotila nas bordas. 16
- Figura 6. Localização geográfica e geológica do complexo máfico-ultramáfico de Cana Brava (GO). Modificado de Fuck, 1994. 17
- Figura 7. Geologia simplificada do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava. Modificado de Nagao (1984). 18
- Figura 8. A) Serpentinó com estrutura em Stockwork, preenchida por fibra de crisotila. B) fibra de crisotila “slip” em serpentinó vermelho. C) fibra transversal as paredes do veio, tipo “cross”. 22
- Figura 9. Imagem do semi-variograma com suas propriedades. 25
- Figura 10. Desenho mostrando os parâmetros do cone de tolerância, com a direção, passos, ângulo de tolerância, tolerância do passo e largura máxima (modificado de Pannatier, 1994). 27
- Figura 11. Histograma das variáveis Tn7, Tn14, Tn25, Tn50, Tn 200 e Tntt para os grandes blocos 1 e 2 da fragmentação do modelo geométrico. 31
- Figura 12. Histograma das variáveis Tn7, Tn14, Tn25, Tn50, Tn 200 e Tntt para os grandes blocos 3 e 4 da fragmentação do modelo geométrico. 32
- Figura 13. Histograma das variáveis Tn7, Tn14, Tn25, Tn50, Tn 200 e Tntt para os grandes blocos 12 e 13 da fragmentação do modelo geométrico. 33
- Figura 14. A) Serpentinó tipo 1 (serpentinó marrom), em B) serpentinó tipo 2 (serpentinó verde). 34
- Figura 15. Fotografias das diferentes fácies de serpentinóis. 35
- Figura 16. Reconhecimento e mapeamento das principais estruturas deformadoras do modelo geométrico. 36
- Figura 17. Mapa litofaciológico e estrutural da cava A e cava B. 38
- Figura 18. Imagem do mapeamento do banco de dados, com a identificação das tabelas *assay*, *collar*, *lito* e *survey*. 39
- Figura 19. Imagem panorâmica das sondagens que constituem o banco de dados, destacando-se a simbologia dos vários tipos de minério, estéril e solo. 41
- Figura 20. Conjunto de 150 seções geológicas feitas com 869 sondagens verticais, todas fechadas nas extremidades com o critério de meia distância. 42

Figura 21. Modelo geométrico dos corpos mineralizados suavizado por efeito de iluminação.	44
Figura 22. Imagem tridimensional de um exemplo de plano representativo de uma zona de cisalhamento de baixo ângulo modelada pelo <i>software</i> SURPAC 6.1.3.	45
Figura 23. Modelo geométrico do depósito de mineral crisotila da SAMA, realçando as falhas que o seccionam e o separa em 9 grandes sub-blocos ou objetos.	46
Figura 24. Imagem de um sub-bloco ou “objeto”, com efeito de transparência, o que permite visualizar as sondagens contidas no objeto (ou “restritas” ao objeto).	47
Figura 25. Estudo variográfico com a geração de variograma na direção N-S.	49
Figura 26. Variogramas nos eixos maior, menor e menor da variável MB_TT para os blocos 1 e 2.	51
Figura 27. Variogramas nos eixos maior, menor e menor da variável MB_TT para os blocos 2 e 3.	52
Figura 28. Variogramas nos eixos maior, menor e menor da variável MB_TT para o bloco 4.	53
Figura 29. Variogramas nos eixos maior, menor e menor da variável MB_TT para o bloco 5.	54
Figura 30. Variogramas nos eixos maior, menor e menor da variável MB_TT para o bloco 7.	55
Figura 31. Variogramas nos eixos maior, menor e menor da variável MB_TT para os blocos 8 e 9.	56
Figura 32. Variogramas nos eixos maior, menor e menor da variável MB_TT para o blocos 10.	57
Figura 33. Variogramas nos eixos maior, menor e menor da variável MB_TT para o bloco 11.	58
Figura 34. Variogramas nos eixos maior, menor e menor da variável MB_TT para os blocos 12 e 13.	59
Figura 35. Variograma no eixo menor da variável MB_TT para o bloco 13.	60
Figura 36. Estudo comparativo dos elipsóides de anisotropia.	63
Figura 37. Divisão do modelo geométrico em 6 grandes sub-blocos, representados por cores diferentes.	64
Figura 38. Correlação linear das variáveis MB_TT e TnTT, avaliada com o coeficiente de correlação de Pearson O valor de $r = 0,78$ correspondente a uma forte correlação.	66
Figura 39. Variogramas nos eixos maior, menor e menor da variável Tn7 para o bloco 2.	67
Figura 40. Variogramas nos eixos maior, menor e menor das variáveis Tn14 e Tn25 para o bloco 2.	68
Figura 41. Variogramas nos eixos maior, menor e menor das variáveis Tn25 e Tn50 para o bloco 2.	69

Figura 42. Variogramas nos eixos maior, menor e menor da variável Tntt para o bloco 2.	70
Figura 43. Variogramas ominidirecional das variáveis Tn7, Tn14, Tn25 e Tn50 para o bloco 1.	71
Figura 44. Variogramas ominidirecional das variáveis Tn200 e Tntt para o bloco 1, Tn7 e Tn14 para o bloco 2.	72
Figura 45. Variogramas ominidirecional das variáveis Tn25, Tn50, Tn200 e Tntt para o bloco 2.	73
Figura 46. Variogramas ominidirecional das variáveis Tn7, Tn14, Tn25 e Tn50 para o bloco 3.	74
Figura 47. Variogramas ominidirecional das variáveis Tn200 e Tntt para o bloco 3, Tn7 e Tn14 do bloco 4.	75
Figura 48. Variogramas ominidirecional das variáveis Tn25, Tn50, Tn200 e Tntt para o bloco 4.	76
Figura 49. Variogramas ominidirecional das variáveis Tn7, Tn14, Tn25 e Tn50 para o bloco 12.	77
Figura 50. Variogramas ominidirecional das variáveis Tn200 e Tntt para o bloco 12, Tn7 e Tn14 do bloco 13.	78
Figura 51. Variogramas ominidirecional das variáveis Tn25, Tn50, Tn200 e Tntt para o bloco 13.	79
Figura 52. A) Modelo de blocos geral do bloco 2. B) modelo restrito aos limites geológicos do sub-bloco 2.	80
Figura 53. Modelos de blocos geral do depósito dividido em 6 grandes sub-blocos derivados da fragmentação do modelo geométrico.	82
Figura 54. Curva de parametrização do modelo restrito do depósito, baseada em 8 pontos.	83
Figura 55. Corpo intrusivo de grafita seccionado por zona de cisalhamento de baixo ângulo, região central da cava b.	85
Figura 56. Corpo de Rondigito situado na porção central da cava B, com orientação subparalela ao corpo de grafita.	86
Figura 57. Bolsão intrusivo de leucogabro em metapiroxênito, localizado na região norte e sul da cava B.	87
Figura 58. Corpo de anfibolito na base do complexo, níveis ricos em magnetita, situado a sudeste da cava A.	87
Figura 59. Metapiroxênito preto maciço passando gradualmente para serpentinito preto, situado na porção norte da cava B.	88
Figura 60. Afloramento de peridotito com passagem abrupta para serpentinito vermelho.	89
Figura 61. Fotografia de serpentinito marrom seccionado por falhas normais mineralizadas.	90

Figura 62. Fotografia de serpentinito verde mineralizado situado na porção sul da cava B.	91
Figura 63. Serpentinito vermelho seccionado por fraturas de alto ângulo mineralizada.	91
Figura 64. Corpo tabular de serpentinito preto seccionado, no topo, por zona de cisalhamento de baixo ângulo.	92
Figura 65. Fotomicrografia da textura fanerítica inequigranular com fenocristais de augita e matriz de olivina+magnetita.	93
Figura 66. Fotomicrografia de cristal subedrico de magnetita com seqüência de alteração para antigorita e lizardita.	94
Figura 67. Fotomicrografia de lizardita em ampulheta. Estes minerais encontram-se circundados por minerais máficos anedricos.	95
Figura 68. Cristal subedrico de magnetita primária com seqüência de reação com a antigorita e lizardita.	96
Figura 69. Fotomicrografia da alteração de augita para anfibólio em matriz de oligoclásio.	97
Figura 70. Fotomicrografia de fenocristal de magnetita em matriz de anfibólio.	98
Figura 71. Fotomicrografia de cristal de lizardita com textura em losango	99
Figura 72. Fotomicrografia de fenocristal de magnetita hidrotermal.	99
Figura 73. Fotomicrografia de cristais oxidados de magnetita secundária.	100
Figura 74. Fotomicrografia de vênula de lizardita+antigorita. A antigorita ocorre no centro e a lizardita nas paredes do veio.	100
Figura 75. Fotomicrografia da alteração de olivina para a paragênese crisotila+lizardita+magnetita+clorita.	101
Figura 76. Fotomicrografia da seqüência de alteração da magnetita para antigorita – lizardita- crisotila.	101
Figura 77. Fotomicrografia de cristais de olivina e augita, alterados para antigorita+lizardita em meio à matriz magnetita+antigorita+lizardita.	102
Figura 78. Fotomicrografia de magnetita de origem metamórfica	104
Figura 79. Fotomicrografia de cristal de piroveskita com borda alteradas para rutilo.	104
Figura 80. Fotomicrografia de cristas de piroveskita com feição de dobramento.	105
Figura 81. Montagem de uma seqüência de fotomicrografias da passagem gradual da lizardita para crisotila.	106
Figura 82. Amostra de serpentinito vermelho com bandas de alteração verde e vermelha, sem crisotila.	109
Figura 83. Amostra de serpentinito preto com bandas de alteração vermelha, verde e cinza, sem crisotila.	109

Figura 84. Amostra de serpentinito de serpentinito marrom com tons amarelados com fraturas com crisotila e franjas de alteração verde e amarela.	110
Figura 85. Amostra de serpentinito vermelho com fraturas com crisotila e franjas de alteração verde e vermelha.	110
Figura 86. Amostra de serpentinito preto com fraturas com crisotila e franjas de alteração verde e vermelha.	111
Figura 87. Spidergrama da variação dos elementos Terras Raras dos serpentinitos, piroxenito e peridotito, normalizados por manto primitivo (Mcdonough et al. 1991).	117
Figura 88. Isócona da amostra de referência SAMA 20 vs. SAMA 19, amostra de serpentinito preto.	119
Figura 89. Geometria básica da isócona ajustada para o serpentinito preto, gerado a partir da serpentinização de piroxenito.	120
Figura 90. Isóconas ajustadas para o serpentinito vermelho (SAMA 20 x SAMA 25) e verde (SAMA 20 x SAMA 29).	121
Figura 91. Gráfico das perdas e ganhos em massa dos elementos maiores envolvidos na serpentinização de peridotito e piroxenito.	123
Figura 92. Gráficos de perda e ganho em massa em Fe_2O_3 e MnO , durante a formação das bordas de alteração.	137
Figura 93. Gráficos de perda e ganho em massa em MgO e TiO_2 , durante a formação das bordas de alteração.	138
Figura 94. Gráficos de perda e ganho em massa em SiO_2 e Al_2O_3 , durante a formação das bordas de alteração.	139
Figura 95. Spidergrama em elementos Terras Raras para as amostras de serpentinito vermelho e bordas de alteração.	140
Figura 96. Diagramas em roseta em hemisfério inferior das principais direções das fraturas associadas às franjas de alteração hidrotermal.	141
Figura 97. Mapas litofaciológicos da cava A com o posicionamento do diagrama de fraturas de Riedel.	143
Figura 98. Mapas litofaciológicos da cava B com o posicionamento do diagrama de fraturas de Riedel.	144

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Parâmetros variográficos dos blocos 1, 2, 3, 4, 5 e 6. E/Em corresponde a relação eixo maio/eixo médio e EMn a relação eixo maior/ eixo menor.	61
Tabela 2. Parâmetros variográficos dos blocos 7, 8, 9, 10, 11, 12 e 13. E/Em corresponde a relação eixo maio/eixo médio e EMn a relação eixo maior/ eixo menor.	62
Tabela 3. Valores numéricos dos dez teores de corte utilizados para cada confecção da curva de parametrização.	83
Tabela 4. Fácies de alteração de rochas do depósito.	93
Tabela 5. Classificação das diferentes feições de minério do depósito.	111
Tabela 6. Composição química das 30 amostras de rochas utilizadas para o estudo petroquímico.	114
Tabela 7. Perdas e ganhos em massa dos elementos maiores durante a serpentinização de peridotitos e piroxenitos.	122
Tabela 8. Classificação e composição mineral determinada por difratometria de raio X das bordas de alteração observadas ao lado de fraturas em piroxenitos e peridotitos.	125
Tabela 9. isóconas ajustadas para cada borda de alteração hidrotermal formada a partir de serpentinito vermelho e preto.	126
Tabela 10. Perdas e ganhos dos elementos maiores durante a formação das franjas de alteração em serpentinito vermelho e preto.	136

LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Composições químicas dos minerais da Família dos Asbestos. Somente a crisotila é um asbestos do grupo das serpentinas, fibroso e muito flexível. (fonte: Crisotila Brasil – Instituto Brasileiro de Crisotila). 11

Quadro 2. Propriedades físicas dos minerais da família dos Asbestos. (fonte: Crisotila Brasil – Instituto Brasileiro de Crisotila). 11

Quadro 3. Produção mundial de Asbesto crisotila .Fonte: Mineral Commodity Summaries –2008 DNPM/DIDEM; (1) Inclui reservas medidas e indicadas; (2) Dados estimados, exceto Brasil; (r) Revisado; (p) Dados preliminares, exceto Brasil. 12

Quadro 4. Produção Brasileira de Asbesto crisotila .Fonte: Mineral Commodity Summaries –2008 DNPM/DIDEM. 1

RESUMO

A mina de Cana Brava, localizada no município de Minaçu (GO), inserida no complexo ultramáfico de Cana Brava, é a única produtora de crisotila do país. Neste trabalho foram elaborados modelos geométrico, geoestatístico e conceitual do depósito em questão, com o intuito de agregar informação pertinente à gênese do minério, recalcular suas reservas e orientar a lavra. A base de dados utilizada para a geração do modelo geométrico compreende todas as campanhas de sondagens realizadas desde o início das atividades da mina. Estes dados permitiram a construção de seções geológicas, as quais foram interpretadas e integradas, o que permitiu a determinação da forma e das dimensões dos corpos mineralizados, bem como suas relações de contato com as rochas encaixantes. A modelagem geoestatística consistiu na fragmentação do modelo geométrico, estudo variográfico, construção e comparação dos elipsoides de anisotropia variográfica, construção de modelo de blocos e krigagem ordinária dos teores de fibra de crisotila e permitiu o dimensionar os corpos mineralizados, estimar os teores e fibra e a variação dos mesmos. A análise das estruturas relacionadas às mineralizações associada a estudos petrográficos e análises químicas permitiu determinar os controles litológicos e estruturais da mineralização (modelo conceitual). A partir destes dados pode-se afirmar que a gênese do minério está associada à percolação de fluidos hidrotermais pela zona de cisalhamento norte-sul no extremo sul do complexo. A presença vênulas de crisotila em todas as rochas do complexo sugere a atuação de processo de ebulição violento (*boiling*), responsável pelo fraturamento das rochas e concomitante precipitação de serpentina. Supõe-se que nos locais mais afetados pelo hidrocatclasmaento a atuação dos fluidos hidrotermais tenha sido mais intensa. Nesse contexto, a presença de rochas peridotíticas, mais favoráveis à geração de serpentinas, estaria associada à formação de serpentinito verde (em avançado estado de serpentinização e de alto teor). Fora da região de “stockwork”, o fluido teria percolado as fraturas, abertas e fechadas, associadas a um sistema Riedel compressional e distensional. Havendo espaço suficiente, ocorreria a precipitação de serpentina, do contrário ocorreria apenas a formação de zonas de alteração não mineralizadas. Ou seja, além da região de foco do hidrocatclasmaento, a mineralização está associada às fraturas e falhas geradas

em processos anteriores, sendo que a composição da rocha em contato com o fluido mineralizador teria importância crucial na formação de minério de alto teor.

ABSTRACT

The Cana Brava Mine, located at Minaçu (GO-Brazil), within the Cana Brava ultramaphic complex, is the only chrysotile deposit mined in the country. The scope of this work was the conception of geometrical, geostatistical and genetic models for the deposit. Such models are intended to increase the knowledge regarding to the deposit, which should allow a better understanding of its genesis, to reevaluate its reserves and to guide the mine advance. Data from all surveys since the mine's early beginning were used to assemble the database used to build the geometrical model. Such data allowed the construction of geological profiles, which were interpreted and integrated to assess the ore bodies' geometry and dimensions, as well as their contact relationships regarding the countryrocks. The geostatistical modeling comprised the fragmentation of the geometrical model, variographic study, variographic anisotropy ellipsoids construction and comparison, block modeling and ordinary kriging of fiber content, which allowed evaluating the fiber content and its fluctuation as well as assessing the ore bodies' size. The genetic model was elaborated after structural analisys, petrographyand chemical analisys, which allowed defining the mineralization controls (both lithological and structural). Such data allows assuming that hydrothermal fluids flowing through N-S shearzone played a major role in the mineralization. Probably, the ore genesis is related to a boiling process, as evidenced by the presence of crysotile veinlets over all rock types. It's assumed that the rocks related to the hydrocataclasis apex underwent the most significative changes, due the extended exposition to the hydrothermal fluids and the intense cracking. Peridotites are more likely to turn into serpentinites under the influence of hydrothermal activity, therefore they're considered the green serpentinites' (which are associated to the highest contents of chrysotile) parent rocks. Outside the stockwork zone, the mineralizing fluids should've flown through the Riedel system related joints. However, the crysotile formation required open joints; otherwise the fibers wouldn't be able to form. The fluids woul't still be capable of imposing other changes though. Thereby, the ore genesis is closely related the hydro cataclasis zone and to the joints

and faults related to previous events. Still, the rock composition played a major role in the high fiber content ore generation.

1. INTRODUÇÃO

1.1 *Objetivos*

A atual pesquisa de mestrado tem como objetivo a modelagem conceitual, geométrica e geoestatística e a compreensão da gênese dos depósitos de serpentina crisotila em rochas máfica-ultramáficas do Complexo Cana Brava. Com essas informações, serão redimensionadas as reservas do depósito e, conseqüentemente, abertos novos horizontes prospectivos para um bem mineral de grande importância na indústria brasileira e mundial.

A pesquisa foi dirigida a compreender a geometria dos corpos mineralizados e as relações desses corpos com as rochas adjacentes (modelagem geométrica). Após conhecida a geometria do depósito, foi utilizada a geoestatística para dimensionar os corpos mineralizados, estimar seus conteúdos em crisotila e o modo como os seus teores variam no espaço geológico (modelagem geoestatística). Paralelamente, foram mapeadas as estruturas que controlam os corpos mineralizados e identificadas, química e petrograficamente, as rochas a eles associadas, visando contribuir para a definição do modelo conceitual (genético) do depósito.

A partir destes dados, tem-se como objetivo dar subsídio à otimização da lavra, à minimização de impactos ambientais e à definição de critérios prospectivos, questões consideradas de suma importância para o máximo aproveitamento do bem mineral.

1.1.1 *Objetivos Específicos*

A presente dissertação de mestrado tem como objetivo estudar a mineralização de crisotila do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava - Goiás, cumprindo com a parceria formalizada entre a UFPR e a Sociedade Anônima Mineração de Amianto (SAMA S.A. - Minerações Associadas). No desenvolvimento deste projeto, intitulado “Modelagem geoestatística e geológica da Mina Cana Brava – Minaçu Goiás” objetivou-se a elaboração dos modelos geológico e geoestatístico do depósito mencionado.

Os objetivos específicos deste trabalho são:

- Determinar as paragêneses dos vários tipos de minério e rochas associadas.
- Determinar os controles litológicos e estruturais dos vários tipos de corpos mineralizados.

Para cumprir com tais objetivos específicos, foram mapeadas e amostradas as cavas da Mina da SAMA (Minaçu – GO) em detalhe, visando:

- Reconhecer e separar as fácies mineralizadas com mineral crisotila;
- Determinar as paragêneses dos vários tipos de minério e rochas associadas;
- Determinar os controles litológicos e estruturais dos vários tipos de corpos mineralizados;
- Compreender e mapear as estruturas que deformam os corpos mineralizados;
- Determinar o modelo geométrico e geoestatístico dos corpos mineralizados separando-os por dimensões de fibras.

1.2 Localização e Acesso

A mina de Cana Brava situa-se no extremo norte do Estado de Goiás, na extremidade sudeste da Serra Cana Brava, situada no município de Minaçu (figura 1). Geograficamente, ponto de referencia da área é representado pela interseção das coordenadas 13°14' de latitude sul e 48°14' longitude oeste.

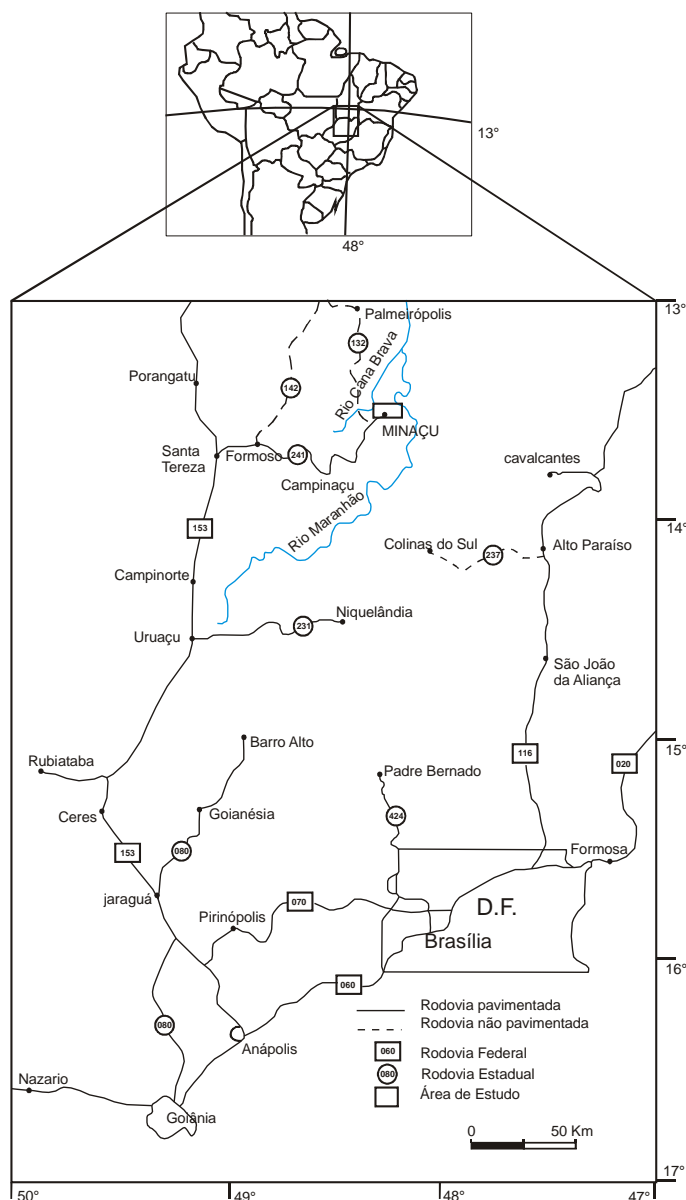


Figura 1. Localização e acesso via terrestre a área de estudo. Modificado de condes (2007).

O acesso via terrestre se faz pela rodovia GO-080, partindo de Goiânia, percorrendo aproximadamente 97 km até o cruzamento com a BR-153 (Belém – Brasília). Nesta, percorre-se aproximadamente 279 km até a cidade de Santa Teresa, a qual se liga a Minaçu pela estrada GO-241, numa distância de cerca de 141 km.

Por via aérea, o acesso é possível por meio de transporte aéreo comercial de pequeno porte, a partir do aeroporto de Minaçu. Atualmente, a empresa atuante neste trajeto é a Sete Linhas Aéreas, com vôos diários partindo do Aeroporto Internacional de Brasília – Presidente Juscelino Kubitschek.

1.3 Materiais e Métodos

A modelagem geológica do depósito de mineral crisotila da mina Cana Brava tem como objetivo final a contribuição com o avanço do conhecimento da gênese das fibras de crisotila. Utilizando como base a modelagem geoestatística, geologia estrutural, estudos petrográficos, análises físicas e químicas das litologias e fácies de minério aflorante no depósito.

Para cumprir com o objetivo estabelecido, foram executados os seguintes procedimentos:

- Coleta de amostras dos diferentes litotipos e fácies de minério, para confecção de 34 lâminas delgadas e 2 seções polidas;
- Registro fotográfico dos diferentes litotipos do depósito e sua organização em um banco de dados, com a classificação das fotografias pelo número do ponto descrito nas cavas;
- Levantamento das principais estruturas rúpteis e dúcteis do depósito e transferência para o mapa litofaciológico;
- Reconhecimento e separação dos diferentes litotipos e fácies de minério, com a obtenção de 42 amostras (16 amostras relativas às bordas de reação e 26 dos diferentes litotipos aflorantes nas cavas);
- Preparação, pulverização e análise por difratometria de raios X (cátodo de Cu) das 42 amostras dos litotipos e fácies de minério;
- Organização e envio de 40 amostras das bordas de alteração e das rochas menos hidrotermalizadas para análise em ICP-MS;
- Organização dos resultados das amostras analisadas por ICP-MS;
- Determinação do modelo geométrico e geoestatístico dos corpos mineralizados;
- Os teores acumulados de fibra foram inseridos dentro dos modelos de blocos e posteriormente estimados por krigagem ordinária.

As análises em ICP-MS foram realizada no laboratório ACME LAB. no método rocha total com limite de detecção 0,01% nos elementos maiores e 0,01 ppm nos elementos menores e traços.

Modelagem geométrica e geoestatística

Para a realização da modelagem geométrica e geoestatística os materiais e métodos consistem:

- Mapeamento dos litotipos e fácies de minério;
- Identificação e mapeamento de falhas, zonas de cisalhamento e fraturas.

Modelagem Geométrica

- Descrição do ambiente tridimensional do *software*;
- Aquisição e mapeamento do banco de dados;
- Auditagem do banco de dados;
- Confecção de seções geológicas;
- Interpretação geológica das seções;
- Interligação e fechamento das seções interpretadas;
- Modelagem tridimensional das estruturas deformadoras do depósito;
- Geração do modelo geométrico.

Modelagem Geoestatística

- Apresentação de conceitos básicos de geoestatística;
- Estudo estatístico geral das variáveis a serem cubadas;
- Fragmentação do modelo geométrico;
- Individualização das sondagens;
- Estudo variográfico das variáveis a serem modeladas;
- Construção dos elipsóides de anisotropia variográfica;
- Estudo comparativo entre os elipsóides de anisotropia variográfica;
- Construção dos modelos de blocos;
- Determinação dos atributos a serem modelados;
- Krigagem ordinária das variáveis;
- Relatório de cubagem;
- Modelo geoestatístico do depósito de asbesto crisotila da SAMA.

Com o auxílio de ferramentas gráficas contidas no Software SURPAC 6.1.3, procedeu-se à modelagem tridimensional do corpo de minério através do método de ‘fatias interligadas’. Neste método as seções geológicas interpretadas são interligadas diretamente umas às outras por triangulações em corpos tridimensionais.

Banco de dados

As sondagens feitas até 1982 obedeceram a uma malha de 35x35 m com furos com diâmetros de 104 mm, 86 mm e 76 mm. A partir de 1988, os furos foram executados em uma malha de 70x70 m, com diâmetros de 47,6 mm e 63,5 mm.

Assim, no desenvolvimento da mina, foram executados 1.021 furos de sonda, dos quais 661 nos corpos A e B e os demais encontram-se espalhados nas zonas C e F, bem como em áreas correspondentes a outros alvarás de pesquisa. Todos os furos são verticais, realizados ao longo de perfis SE - NW, com diâmetros iguais ou superiores a 47,6 mm, para garantir boa representatividade amostral. Além do diâmetro, outra variável importante é a recuperação dos testemunhos, desprezando-se intervalos com menos de 90% de recuperação.

Imediatamente após a conclusão dos furos, procedeu-se com a descrição geológica do material amostrado e, para cada intervalo de 10 m (correspondente a altura das bancadas das cavas), o teor de minério foi estimado, visualmente, com a contagem do número de veios de crisotila e suas respectivas espessuras.

Todos os intervalos (bancadas) mineralizados foram amostrados, correspondendo a um total de 2.444 amostras no corpo mineralizado da cava B e 2138 amostras no corpo da cava A. Estes testemunhos foram enviados à usina piloto, onde foram britados em britador de mandíbulas. O material britado foi submetido à aspiração e tratamento de limpeza, para separar as fibras de crisotila da rocha. As fibras ainda retidas nas rochas após estes procedimentos foram liberadas com nova britagem, limpeza em *trommel* e aspiração com equipamentos zig-zag, de 2 a 4 vezes, até toda a fibra contida nos testemunhos ter sido recuperada.

A fibra liberada foi encaminhada a um *trommel* classificador que promoveu a separação de fibras longas ($E > 4$ mm), médias ($4 \text{ mm} > E > 1$ mm) e curtas ($E < 1$ mm). Os teores de crisotila foram calculados a partir da pesagem de amostras de fibras e de rejeito (fino e grosso).

Em seguida, as amostras de fibras longa, média e curta foram enviadas ao laboratório para a obtenção do índice de comprimento (IC), da fração abaixo de 200 mesh (= pó, obtido com lavagem) e do índice de permeabilidade ao ar (Blaine). Todos esses ensaios obedeceram as normas do *Asbestos Textile Institute* e da *Quebec Asbestos Mining Association* (1974).

Para a obtenção do índice de comprimento (IC), tomam-se dois gramas de fibra e procede-se à classificação a úmida no aparelho classificador Turner & Newall, obtendo-se a percentagem de fibra retida em cada uma das peneiras (7, 14, 25, 50 e 200 mesh). A soma do produto da multiplicação por 10 do peso das fibras retidas em cada peneira resulta no índice de comprimento (IC).

O ensaio de lavagem é feito com 10 gramas de amostra de fibra longa colocadas em uma peneira de 200 mesh e lavadas com jato d'água por 2 minutos; em seguida a amostra é seca e pesada, a diferença de massa antes e após a lavagem resulta na porcentagem de finos que a fibra contém.

O índice Blaine, ou índice de permeabilidade ao ar, quantifica o grau de abertura ou desfibramento da fibra pela maior ou menor resistência ao fluxo de ar direcionado contra uma amostra de 100 gramas de fibra comprimida dentro da célula amostradora. Os resultados desses ensaios padrões foram submetidos a verificações de precisão e exatidão, concluindo-se que são repetitivos e reprodutíveis.

Os resultados dos ensaios feitos com cada intervalo de sondagem amostrado, realizados no laboratório e na usina piloto, foram armazenados em um banco de dados primário, que contém as seguintes variáveis:

- C7, C14, C25, C50 e C200: teores obtidos na peneira #7 à #200 para a fibra curta no ensaio TN
- M7, M14, M25, M50 e M200: teores obtidos na peneira #7 à #200 para a fibra média no ensaio TN
- L7, L14, L25, L50 e L200: teores obtidos na peneira #7 à #200 para a fibra longa no ensaio TN
- LC: teor obtido no ensaio de lavagem da fibra curta
- LM: teor obtido no ensaio de lavagem da fibra média
- LL: teor obtido no ensaio de lavagem da fibra longa
- TC: teor de fibra curta (% massa total) obtido na usina piloto
- TM: teor de fibra média (% massa total) obtido na usina piloto
- TL: teor de fibra longa (% massa total) obtido na usina piloto

Para o estudo geoestatístico dos teores contidos no banco de dados primário, foi necessário acumular os teores de fibra nas peneiras 7, 14, 25, 50 e 200 mesh, conforme mostrado a seguir. A acumulação dos teores foi necessária para executar a função (programa) SCRIPT da mina, que consiste no cálculo dos teores a partir da

função benefício. A função benefício, por sua vez, é uma formula matemática que considera as variáveis, preço de mercado, custo direto e indireto, teor de pó, índice UR (índice de qualidade da fibra) e a relação minério/estéril.

Como a função benefício depende de fatores externos, de mercado, essa função teria que ser modificada e executada constantemente, no decorrer da modelagem geoestatística. Por esse motivo, para realizar a krigagem dos teores de fibra, foi necessário utilizar teores pré-laboratório, que mais se aproximam com a realidade dos teores encontrados nas sondagens.

$$T7 = \frac{(TL \times L7 + TM \times M7 + TC \times C7)}{10.000}$$

$$T14 = \frac{(TL \times L14 + TM \times M14 + TC \times C14)}{10.000}$$

$$T25 = \frac{(TL \times L25 + TM \times M25 + TC \times C25)}{10.000}$$

$$T50 = \frac{(TL \times L50 + TM \times M50 + TC \times C50)}{10.000}$$

$$T200 = \frac{(TL \times L200 + TM \times M200 + TC \times C200)}{10.000}$$

$$TT = \frac{(TL + TM + TC)}{100}$$

$$T < 200 = 100 - (T7 + T14 + T25 + T50 + T200)$$

* a variável acumulada T200 corresponde ao teor total de fibra, TnTT.

2. CARACTERIZAÇÃO E PROPRIEDADES DO AMIANTO

2.1 Usos da Crisotila

O termo **asbesto**, de origem grega, significa “indestrutível”, “imortal”, “inextinguível” e é conhecido, também, como **amianto**, termo derivado do grego “amiantos” que significa “puro”, sem “sujidade”. Esses termos são designações comerciais genéricas de variedades fibrosas de seis minerais metamórficos: crisotila, crocidolita, amosita, antofilita, tremolita e actinolita. Deste grupo, a crisotila trata-se de uma serpentina fibrosa e os demais minerais são anfibólios aciculares. Dado às suas características físicas e químicas (Quadros 1 e 2), as fibras de amianto

apresentam grande flexibilidade, resistências tênsil, química, térmica e elétrica muito elevadas. Devido a tais propriedades, este mineral pode ser usado como agregador e em tecelagem, sendo amplamente empregado na indústria de fibrocimento, papéis e papelões, produtos de vedação, produtos têxteis, produtos de fricção, isolantes térmicos, filtros e revestimento de piso.

Quadro 1. Composições químicas dos minerais da Família dos Asbestos. Somente a crisotila é um asbesto do grupo das serpentinas, fibroso e muito flexível. (fonte: Crisotila Brasil – Instituto Brasileiro do Crisotila, 1998)

MINERAL	FÓRMULA QUÍMICA TEÓRICA	VARIAÇÃO DA COMPOSIÇÃO QUÍMICA								
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	CaO + Na ₂ O	H ₂ O
CRISOTILA (≈ 95% do Consumo)	Mg ₃ [(OH) ₄ Si ₂ O ₅] ₂	37-44	0,2-1,5	0,1-5	0-6	39-44	Tr-5	-	-	12-15
CROCIDOLITA Asbestos azul	Na ₂ Fe ₅ [(OH)Si ₄ O ₁₁] ₂	49-53	-	17-20	13-20	0-3	-	4-6,5	-	2,5-4,5
AMOSITA Antofilita ferrosa	MgFe ₆ [(OH)Si ₄ O ₁₁] ₂	49-53	2-9	-	34-55	1-7	-	-	0,5-2,5	2-5
ANTOFILITA	(Mg ₃ Fe) ₇ [(OH)Si ₄ O ₁₁] ₂	56-58	0,5-1,5	-	3-12	28-34	-	-	-	4-6
TREMOLITA	Ca ₂ (Mg,Fe) ₆ [(OH)Si ₂ O ₁₁] ₂	53-62	1-4	-	1,5-5	0-30	0-18	0-9	-	0-5
ACTINOLITA	Ca ₂ (Mg,Fe) ₆ [(OH)Si ₂ O ₁₁] ₂	53-62	1-4	-	1,5-5	0-30	0-18	0-9	-	0-5

Quadro 2. Propriedades físicas dos minerais da família dos Asbestos. (fonte: Crisotila Brasil – Instituto Brasileiro do Crisotila, 1998)

PROPRIEDADES	ACTINOLITA	AMOSITA	ANTOFILITA	CRISOTILA	CROCIDOLITA	TREMOLITA
Tensão de ruptura (libra/polegada quadrada)	Menos de 1000	16.000 a 19.000	Menos de 4000	80.000 a 100.000	100.000 a 300.000	1000 a 8000
Temperatura de fusão (°C)	2.540	2.550	2.675	2.770	2.180	2.400
Tecelagem	Pobre	Regular	Pobre	Muito boa	Regular	Pobre
Resistência a ácidos e álcalis	Regular	Boa	Muito boa	Pouca	Boa	Boa
Magnetita associada	-	0	0	0-5,2%	3,0-5,9%	0
Impurezas	Carbonato e óxido de ferro	Óxido de ferro	Óxido de ferro	Óxido de ferro, de cromo, de níquel e carbonato	Óxido de ferro	Carbonato
Flexibilidade	Pouca	Boa	pouca	Alta	Boa	Pouca
Resistência ao calor	-	Boa, quebradiça a altas temperaturas	Pouca a muito boa	Boa, quebradiça a altas temperaturas	Boa a pouca	Pouca a regular

No Brasil, os asbestos são popularmente conhecidos por amianto e acredita-se que seu uso é restrito à fabricação de caixas d'água, telhas e à tecelagem.

Atualmente, com a diversificação de matérias primas e o uso de produtos derivados de hidrocarbonetos, o asbesto perdeu parte do seu mercado, sobretudo para a fabricação de caixas d'água, no entanto continua muito utilizado no setor de telhas. Questões ocupacionais restringiram o uso dos asbestos aciculares (tremolita, actinolita, antofilita, amosita e crocidolita), fazendo com que a indústria passasse a utilizar apenas a crisotila (asbestos fibrosos).

2.2 Produção mundial de mineral crisotila

O Brasil é o terceiro maior produtor mundial de crisotila, com uma produção de 254 mil toneladas de fibras em 2007, correspondendo a 11% da produção mundial (2.400 milhões de toneladas). O país ficou atrás apenas da Rússia (49%), com produção de 1.176 mT de fibra e da China (20%), que produziu 480 mT de fibra (quadro 3). A reserva brasileira medida e indicada corresponde a 15 milhões de toneladas, representando 7,5% da reserva mundial estimada em 200 milhões de toneladas de fibra.

Quadro 3. Produção mundial de Asbesto crisotila. Fonte: Mineral Commodity Summaries –2008 DNPM/DIDEM; (1) Inclui reservas medidas e indicadas; (2) Dados estimados, exceto Brasil; (r) Revisado; (p) Dados preliminares, exceto Brasil.

Discriminação	Reservas (1) (10 ³ t) fibras	Produção (2) (10 ³ t) fibras		
		2006	2007 (p)	(%)
Países	2007 ^(r)			
Brasil	15.000	227	254	11
Canadá	Abundante	240	168	7
Rússia	Abundante	925	1.176	49
Cazaquistão	Abundante	350	240	10
China	Abundante	400	480	20
Zimbábue	Moderada	110	72	3
Outros Países	Moderada	80	10	-
Total	Abundante	2.332	2.400	100

A empresa SAMA – S.A. Minerações Associadas é a única empresa no Brasil que produz a crisotila e sua mina está situada no município de Minaçu – GO. Das 254 mT de fibras produzidas pela SAMA, 32,1% foi consumido pelo mercado interno e 67,9% foi exportado. A empresa exportou em 2007, para mais de vinte países, sendo os principais compradores a Índia, a Indonésia, os Emirados Árabes, a Tailândia, o México, a Malásia, a China e a Colômbia (Figura 2, DNPM, 2008).

Exportação de Fibra (10³ US\$-FOB)

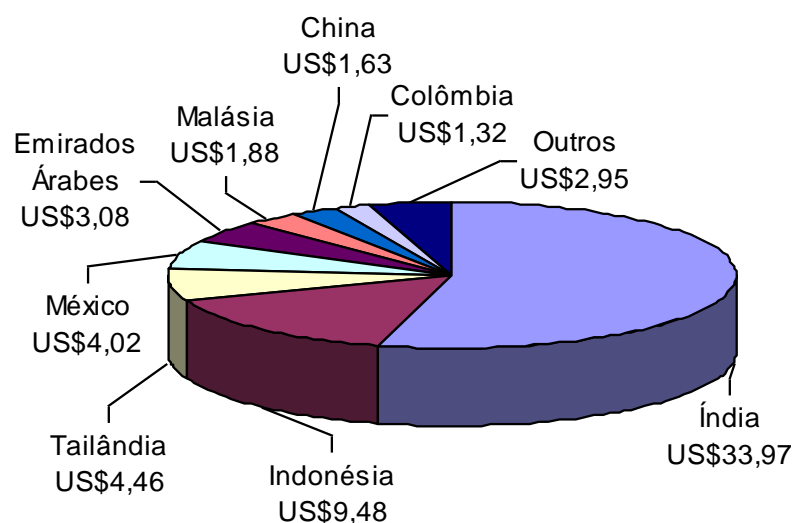


Figura 2. Exportação de crisotila no ano de 2007, em milhões de dólares (US\$), preço FOB (*Free on Board*). Fonte: Mineral Commodity Summaries –2008 DNPM/DIDEM.

O faturamento em 2007 com a venda da fibra para o mercado externo atingiu o patamar de 62,8 milhões (quadro 4), correspondendo a um aumento de 30% nas vendas de crisotila em relação ao ano anterior.

Quadro 4. Produção Brasileira de Asbesto crisotila. Fonte: Mineral Commodity Summaries –2008 DNPM/DIDEM.

Discriminação			2005	2006	2007
Produção	Beneficiada (fibras)	(t):	236.047	227.304	254.204
		(t):	36.988	39.218	36.441
Importação	Fibras Crisotila	(10 ³ US\$-FOB)	10.899	13.534	14.017
		(t):	4.226	4.329	1.999
	Manufaturados	(10 ³ US\$-FOB)	38.721	42.450	32.931
		(t):	143.619	132.196	172.662
Exportação	Fibras Crisotila	(t): (10 ³ US\$-FOB)	43.415	45.648	62.787
		(t):	80.690	88.465	40.363
	Manufaturados	(t): (10 ³ US\$-FOB)	124.939	142.335	128.87
		(t):	129.416	134.326	117.983
Consumo Aparente	Fibras de Crisotila	(t):	129.416	134.326	117.983
Preço Médio	Fibras (importação)	US\$/t	295	345	385
	Fibras (exportação)	US\$/t	302	345	364

No setor de manufaturados, a abrangência de países compradores é maior, correspondendo a 106 no total, sendo os mais importantes os Estados Unidos, a Alemanha, o México, a Argentina, a Rep. Eslovaca, o Canadá e o Reino Unido.

2.3 Geologia do Minério Crisotila

O minério Crisotila é gerado em regiões com rochas ultramáficas afetadas por zonas de cisalhamento de alto ângulo, associadas a metamorfismo dinamotermal de um evento termotectônico (figura 3).

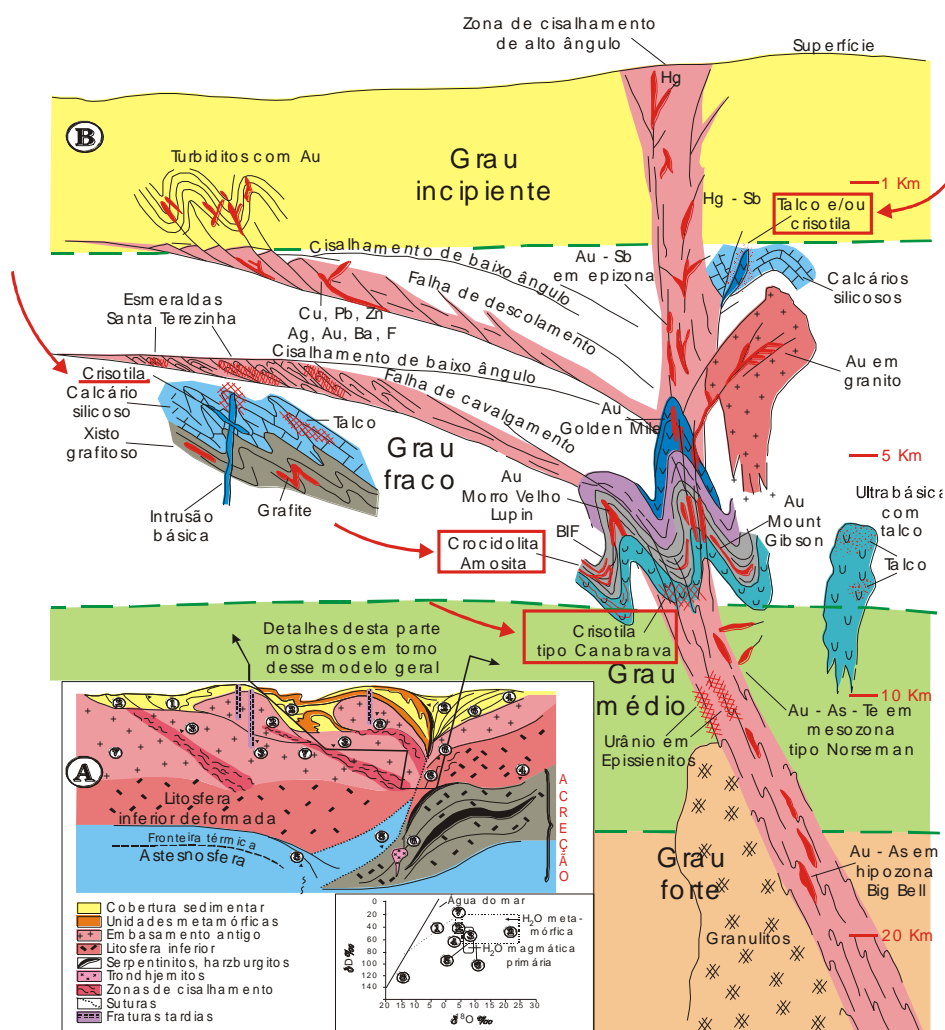


Figura 3. Esquema que sintetiza todas as situações nas quais se formam depósitos minerais em ambientes metamórficos dínamos-termais, dínâmicos (zonas de cisalhamento) e termais. Foram destacados os ambientes propícios à cristalização de asbestos, particularmente o tipo Canabrava correspondente ao depósito da SAMA, no Complexo Cana Brava. Modificado de Biondi, 2003.

O cisalhamento de rochas máfica-ultramáficas, como peridotitos, dunitos e piroxenitos, gera serpentinitos. Os serpentinitos ficam densamente fraturados e suas fraturas são percoladas por fluídos de desvolatilização que transformam fases

minerais de alta temperatura em minerais adaptados às novas condições de pressão e temperatura. Essa reação mineral é fortemente dependente da razão $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ do fluido. A formação de serpentina ocorre somente quando a razão $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ do fluido for muito baixa, menor que 0,05. Quando maior que 0,05, formam-se talco e magnesita (figura 4).

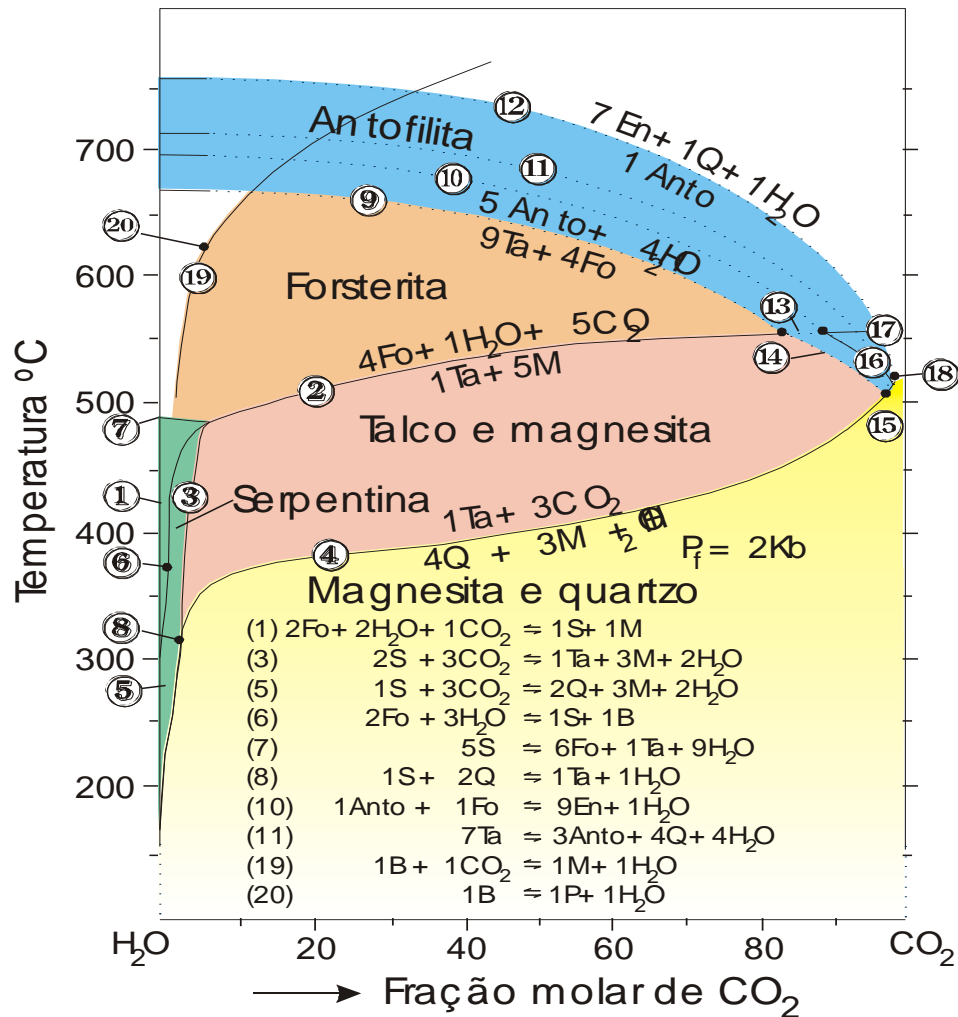


Figura 4. Diagrama de fases para o sistema $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$, modificado de Winkler (1997). O campo em verde corresponde à estabilidade da Serpentina, com razão $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ inferior a 0,05 e temperaturas entre 200° a 500°C. (modificado de Winkler, 1976).

Nas regiões onde ocorre o cruzamento de zonas cisalhadas, os serpentinitos apresentam estruturas em “stockwork”, e um fluido percolante, com razão de $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ elevada, pode cristalizar serpentina crisotila perpendicularmente às paredes das fraturas, na forma de vênulas e veios (Biondi, 2003). O depósito Canadense de *Bell Johnson* é um ótimo exemplo da intersecção de zonas de

cisalhamento de alto ângulo em rochas ultramáficas (figura 5) com formação de veios de serpentina crisotila em “*stockwork*”.

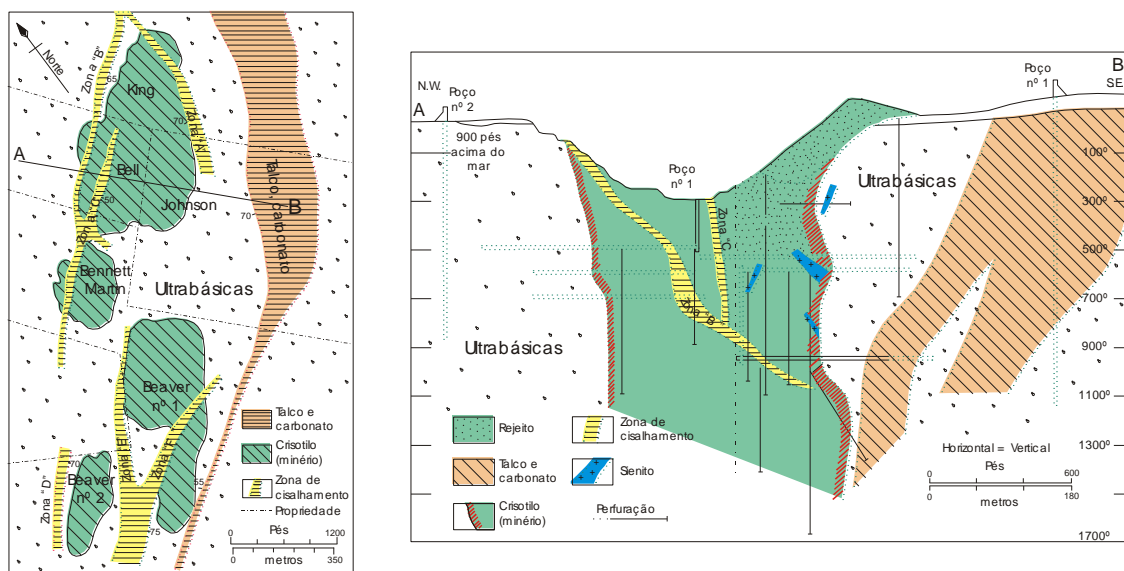


Figura 5. Na imagem da esquerda a visão em mapa do Deposito de Bell Johnson (Canadá), mostrando os corpos de rocha ultramáficas cisalhadas com veios de crisotila nas bordas. A seção A-B, na figura da direita, mostra o mergulho dos veios mineralizados. Modificado de Biondi, 2003.

Na literatura brasileira, há poucos trabalhos que tratam da geologia da crisotila e praticamente não há trabalhos específicos sobre esse assunto. Na literatura internacional também são poucos os trabalhos que abordam esta questão. Os trabalhos mais importantes referem-se a depósitos de países com grandes depósitos de asbestos como o Canadá, a África do Sul e os Estados Unidos.

Dentre estes trabalhos, pode-se mencionar o de Congulo & Laurent (1984), que aborda a questão da gênese da crisotila. Estes autores, fazendo uso de análises químicas e petrográficas, apontam que a gênese da crisotila está intrinsecamente associada à mobilidade de fluidos silicosos contendo Fe e Mg resultantes da serpentização de rochas ultramáficas. Os autores acreditam que fluídos gerados pelo metamorfismo regional precipitam crisotila em fraturas. Posteriormente, O'Hanley & Wicks (1995) ressaltaram que para a cristalização de crisotila, lizardita e antigorita os dois fatores principais são a pressão e a temperatura. As variações de pressão e temperatura e a presença de Fe^{3+} no sistema mudam os campos de estabilidade desses minerais e, conseqüentemente, afetam a ordem de cristalização dos minerais. Muitas dúvidas existem ainda sobre os processos que levam à cristalização da crisotila e à formação de depósitos desse mineral.

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1 O Complexo Máfico-Ultramáfico de CANA BRAVA

Referências ao complexo foram feitas em nota sobre o Projeto Goiás por Berbert (1968) e Godoy (1968), considerando-o pertencente à Faixa de Serpentinóis de Goiás.

Correia et al. (1996) consideraram o Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, situado no centro norte do Estado de Goiás (figura 6), um corpo estratiforme, datado em 2.0 Ga. Segundo os autores, encontra-se alojado em um “rift” preservado entre blocos arqueanos, juntamente com os complexos de Niquelândia e Barro Alto, as maiores intrusões máfica-ultramáficas da região central do Brasil. O conhecimento das suas características contribuiu em muito para o entendimento da evolução crustal da Província Tocantins.

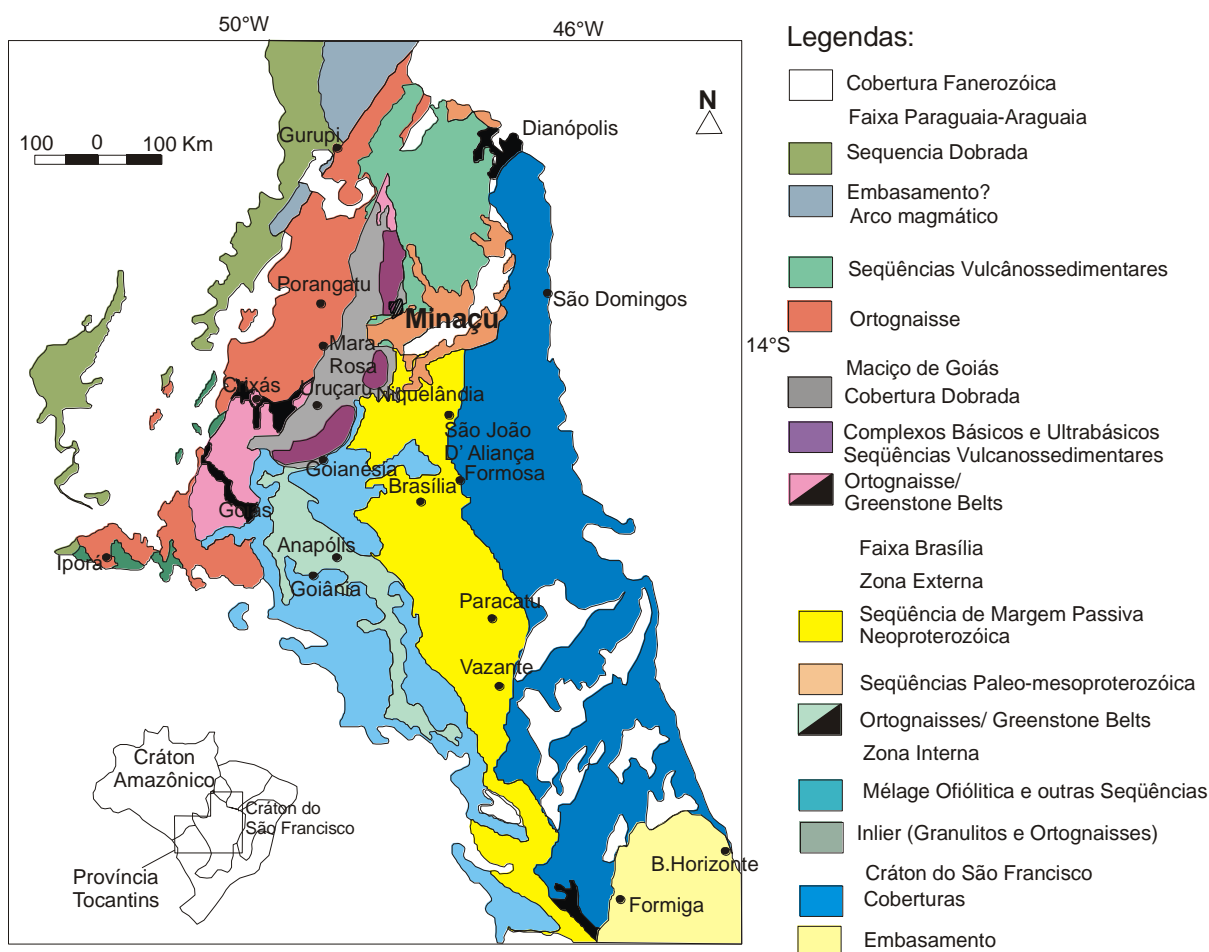


Figura 6. Localização geográfica e geológica do complexo máfico-ultramáfico de Cana Brava (GO). Modificado de Fuck, 1994.

Lima (1997) considerou Cana Brava uma intrusão acamadada situada no Maciço de Goiás da Província Tocantins. Estratigraficamente, foi dividido em Zona Máfica Inferior, Zona Ultramáfica e Zona Máfica Superior, reunidas sob a denominação de Série Cana Brava. A Zona Máfica Inferior inicia-se por olivina-melagabronorito, superposto por metagabronorito e intercalações locais de metapiroxenitos, constituindo um grupo de borda. Na Zona Ultramáfica predominam sequências de metaperidotito-piroxenito, enquanto a Zona Máfica Superior é formada por sete subzonas, com um membro piroxenítico na base e um membro metagabronorítico (metanorítico), no topo (figura 7).

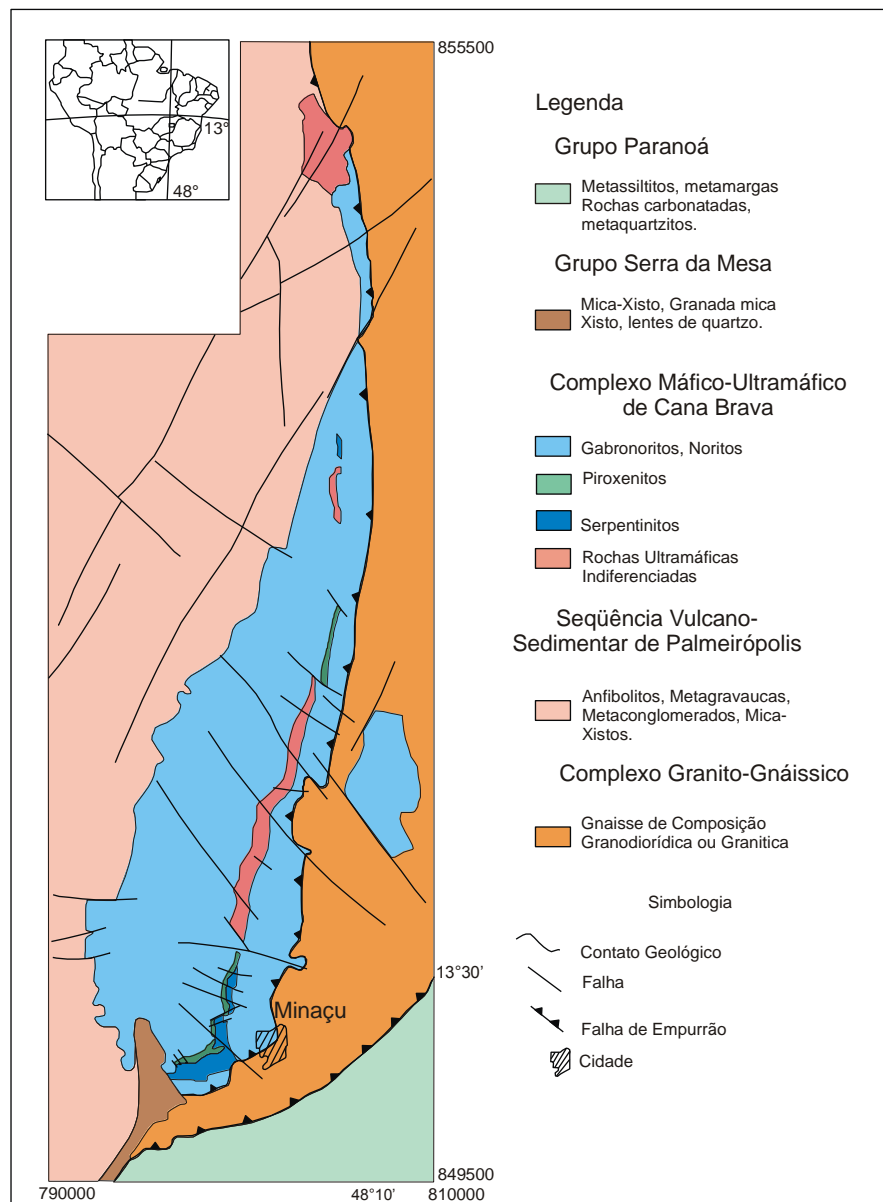


Figura 7. Geologia simplificada do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava. Modificado de Nagao (1974).

3.1.1 Trabalhos anteriores

A primeira referência ao depósito de crisotila da SAMA encontra-se no trabalho apresentado ao DNPM por Miranda *et al.* (1966, *in* Pamplona & Nagao, 1981), citando a descoberta feita em 1982 por Milewski, J.P. (Sociedade Anônima Mineração de Amianto – SAMA) de um depósito de amianto situado na porção sul do complexo.

No projeto Brasília, Barbosa *et al.* (1969) consideraram que o complexo Cana Brava é constituído predominantemente por anfibolitos, rochas noríticas e ultramáficas, dispostas em uma estrutura do tipo “*horst*”, elevada por falhas inversas laterais. Milewski *et al.* (1970) consideraram o complexo como um conjunto de rochas vulcânicas básicas e um corpo intrusivo básico-ultrabásico diferenciado por cristalização fracionada. Berbert (1970) considerou que os maciços de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto estariam relacionados a um grande alinhamento, e que suas evoluções geológicas estão associadas a feições estruturais e petrográficas semelhantes.

Girardi *et al.* (1976) consideraram o complexo limitado por falhas e composto predominantemente por metagabros e metanoritos, com faixas descontínuas de rochas ultramáficas, além da presença de anfibolitos nas bordas leste e sudoeste. Estes autores sugeriram que um primeiro evento metamórfico de fácies granulito afetou todo o conjunto, seguido de eventos retrometamórficos no Brasiliano, dando origem a anfibolitos, metabasitos e serpentinitos. A análise feita por esses autores permitiu identificar feições ígneas na intrusão Serra da Bota.

Araujo & Alves (1979) consideraram o complexo formado predominantemente por metagabros, metanoritos e subordinadamente por uma descontínua e estreita faixa de piroxenitos, muitas vezes metamorfisados, gerando serpentinitos e xistos magnesianos.

Pamplona & Nagao (1981) foram os primeiros a descrever a mina de amianto da região. Consideraram que os metabasitos, transformados em anfibolitos, epidoto-anfibolitos e “rochas verdes”, seriam derivados de retrometamorfismo de rochas básicas anteriormente metamorfisadas na fácies anfibolito. Na unidade de rochas ultramáficas predominariam serpentinitos (o minério) derivados de piroxenitos.

A presença de rodingitos (rochas constituídas quase exclusivamente por albita ou por uma paragênese com quantidades variadas de hidrogrossulária,

epidoto e vesuvianita, entre outros minerais) foi descrita primeiro por Girardi (1978). Em um trabalho realizado por Dreher *et al.* (1989), estas rochas foram consideradas formadas por processos metassomáticos sobre os leucogabros intercalados na zona ultramáficas. Esses autores sugeriram uma correlação genética dos rodingitos com o evento principal de serpentinização, que teria liberado fluidos ricos em Ca que substituíram as rochas máficas por uma assembléia calciossilicatada, a temperaturas entre 400 e 500° C e baixa pressão.

Correia (1994) e Correia & Girardi (1994), a partir de dados litogeoquímicos, consideraram o Complexo de Cana Brava como uma intrusão estratiforme originada a partir da cristalização fracionada de um único magma basáltico de composição olivina-toleítico, sem evidências da entrada de outros pulsos de magma. Correia (1994) subdividiu o complexo em cinco subunidades, compostas por metawebsterito, serpentinitos e anfibolitos. Correia (1994) e Correia & Girardi (1994) interpretaram, a partir de análises químicas e petrográficas, que o complexo se alojou em meio às rochas da Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis.

3.1.2 Evolução magmática e geocronologia do complexo

Os estudos realizados sobre a evolução magmática do Complexo Cana Brava seguem duas linhas distintas. A primeira considera que o complexo é magmático e estratiforme, formado pela diferenciação de um único pulso magmático (Correia e Girardi, 1997). Na segunda, a evolução magmática do complexo é considerada consequência do fracionamento e cristalização magmática de vários pulsos de um magma original olivina-toleítico (Lima, 1997). Esse autor notou a presença de “*trends*” similares gerados por fracionamento magmático, indicativos de unidades cíclicas, características de vários pulsos magmáticos diferentes, representando um sistema aberto. Análises de ETR evidenciaram semelhanças existentes entre os Complexos de Niquelândia e Palmeirópolis.

No primeiro estudo geocronológico, realizado em 1969 por Almeida & Hasui, foram obtidas idades K-Ar em rochas básica-ultrabásicas de Cana Brava, situando-as em um intervalo entre 750-1100 Ma. Datações K-Ar de minerais e rochas, realizados por Matsui *et al.* (1976), resultaram em uma grande dispersão de idades (0,5-4 Ba) e concentrações coincidentes com o evento tectônico Brasileiro (500 Ma), Uruaçuano (900 Ma), Transamazônico (2 Ba) e Jequié (2,6 Ba).

A partir da analogia com os resultados geocronológicos obtidos por Fuck *et al.* (1981, 1989), para o Complexo de Barro Alto, e dados de Girardi *et al.* (1976), com as idades conhecidas para o Complexo de Cana Brava, Correia (1994) sugeriu uma sequência de eventos magmáticos e tectono-metamórficos para o Complexo de Cana Brava, representados por:

- a) Separação do manto e residência sublitosférica ou subcrustal do magma progenitor entre 2,25 e 2,62 Ga.
- b) Intrusão na Sequência Vulcano-Sedimentar Palmeirópolis e subsequente cristalização, em regime extensional, próximo a 2,0 Ga.
- c) Principal evento metamórfico e deformacional dúctil-rúptil, em regime compressivo, ao redor de 1,3 Ga.
- d) Reequilíbrio metamórfico na fácies xisto-verde durante o Brasileiro, com limite superior de idade em 480 Ma.

3.1.3 Metamorfismo do complexo

As associações de minerais metamórficos presentes nas rochas máficas do Complexo de Cana Brava são típicas de paragêneses na fácies hiperstênio-granulito com associações retrometamórficas localizadas da fácies anfibolito e/ou xisto-verde. A deformação metamórfica principal é representada pela presença de uma foliação S1 associada a um regime dúctil, seguida do desenvolvimento de grandes ondulações sinformais e antiformais e, por último, transcorrências dúcteis e rúpteis que, na área da mina, apresentam direção NE-SW e deslocamento dextral.

O evento metamórfico principal (D1) promoveu reorientação dos acamamentos ígneos, os quais se (sub) paralelizam à foliação Sn. A foliação Sn e as unidades estratigráficas apresentam caimentos convergentes em direção à região da falha central. O limite oeste do Complexo de Cana Brava corresponde, provavelmente, a uma falha reversa oblíqua, com movimentação dextral (Lima 1997).

O contato da Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis com o Complexo de Cana Brava e as intrusões noríticas se faz por meio de uma falha de movimentação sinistral. A principal feição estrutural do complexo é uma extensiva deformação dúctil, que aumenta de intensidade em direção à base.

3.2. Geologia Local

Neste capítulo o foco está baseado nas principais considerações dos estudos sobre os processos formadores da mineralização de crisotila.

3.2.2 Feições de minério

Hasui & Magalhães (1985) destacam dois tipos de serpentinitos, nomeadamente tipos 1 (SP-1) e 2 (SP-2), utilizando como critério principal a cor das rochas. Os serpentinitos do tipo 1 (SP-1) são de cor marrom e os do tipo 2 (SP-2) são de cor verde-cinza e verde-maçã.

O serpentinito SP-1 (marrom) é caracterizado pela presença frequente de minerais silicáticos do protólito ultramáfico (olivina e piroxênio); os minerais do grupo da serpentina são geralmente a crisotila, a antigorita e/ou lizardita, os opacos são a hematita e magnetita. O serpentinito verde-cinza e verde-maçã (SP-2) é caracterizado pela ausência dos minerais originais do protólito, sendo constituído predominantemente por serpentinas, das quais a crisotila é a mais comum; o mineral opaco principal é a magnetita.

Em estudo mais detalhado sobre a mineralização de crisotila no depósito, Ianhez *et al.* (1992) determinou que o predomínio dos veios de crisotila ocorre na forma de estrutura em *stockwork* (figura 8.A), raramente de forma paralela tipo “*slip*” (figura 8.B) e comumente transversalmente às paredes dos veios tipo “*cross*” (figura 8.C).

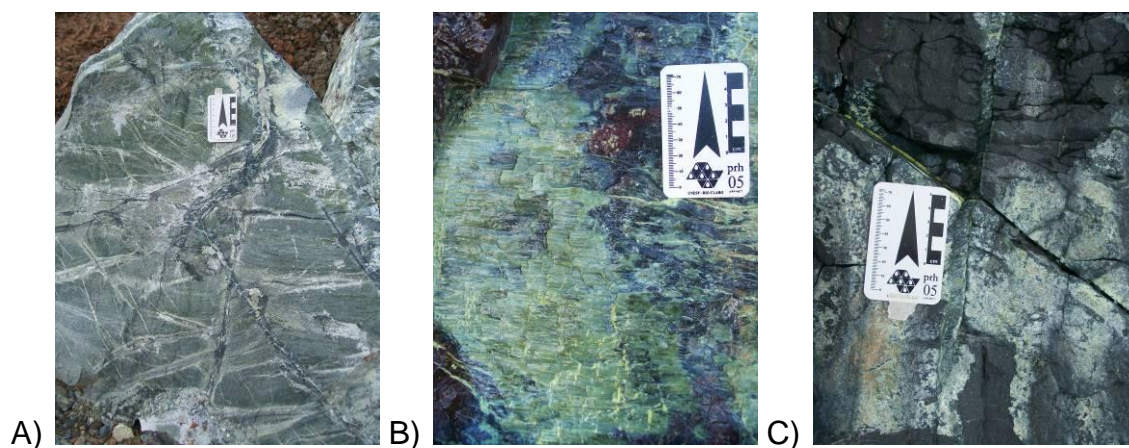


Figura 8. A) Serpentinito com estrutura em Stockwork, preenchida por fibra de crisotila. B) crisotila “slip” em serpentinito vermelho. C) Crisotila transversal às paredes do veio, tipo “cross”.

3.2.3 Modelo Estrutural

O modelo estrutural do depósito é baseado no modelo proposto por Hasui & Magalhães (1985), que considera dois eventos principais para a formação da crisotila.

O primeiro evento consiste na deformação progressiva com deslocamento tectônico de direção ESSE-WNW, configurando uma ampla sinforme na região. As transformações metamórficas de rochas ultrabásicas levaram à formação dos serpentinitos tipo 1 (serpentinito marrom “SP-1”).

O segundo evento, de caráter termometamórfico progressivo, caracteriza-se pela remobilização causada por fluidos, os quais percolaram descontinuidades e fraturas abertas, gerando alterações metassomáticas. Estas deram origem aos serpentinitos tipo 2 (serpentinitos verdes “SP-2”)

3.2.4 Controle da Mineralização

Segundo Conde (2000), os principais fatores controladores da mineralização de fibra de crisotila podem ser determinados provavelmente pela rocha-mãe, a rocha hospedeira apropriada, a adequada formação de soluções geradora de serpentinito, o fraturamento apropriado e o controle estrutural.

Dentro dos fatores controladores pode-se destacar os principais aspectos, segundo a autora:

- No evento metamórfico, ocorreu uma discreta remobilização que gerou a formação de fibra subparalela à parede de falhas. No instante que o sistema de fraturas apropriou a abertura de descontinuidade, a percolação de fluidos foi intensa possibilitando a formação do serpentinito tipo 2 (serpentinito verde) com fibras perpendiculares as paredes das descontinuidades (tipo “cross”) e subparalela (tipo “slip”).
- O processo de remobilização do segundo evento termometamórfico, ocorreu a partir do serpentinito tipo 1 (serpentinito marrom) gerando o tipo 2 (serpentinito verde). Com maior intensidade na zona apical da sinforme gerada no primeiro evento termometamórfico, correspondente a maior espessura do corpo mineralizado.

- As zonas mineralizadas tendem a ocorrer na parte inferior dos serpentinitos, próximo ao contato com os metabasitos, provavelmente em virtude dos deslocamentos diferenciais que essas litologias distintas propiciaram;

4. MODELAGEM GEOESTATÍSTICA DO DEPÓSITO DE MINERAL CRISOTILA DA MINA CANA BRAVA

O depósito de crisotila da SAMA compreende um corpo estratiforme, o qual foi submetido, ao menos, a três eventos termometamórficos. O último evento, de caráter hidrotermal, apagou boa parte das evidências cinemáticas de deformação rúptil dos eventos anteriores. Com o intuito de recuperar a cinemática das estruturas deformadoras do corpo mineralizado, utilizou-se um procedimento da geoestatística para fragmentar o corpo mineralizado e separá-lo em blocos homogêneos de minério.

4.1 Conceitos básicos de geoestatística

Qualquer processo de estimativa requer um modelo do comportamento do fenômeno, caso contrário, tem-se apenas um conjunto de dados e nenhuma inferência pode ser feita para as posições de valores desconhecidos.

Um modelo determinístico é apropriado caso seja possível, com poucas amostras, conhecer os processos geradores de um determinado conjunto de dados. Mas, infelizmente, as variáveis de interesse em geologia são, essencialmente, o resultado final de uma série de processos físicos e/ou químicos, cujas complexas interações levam a uma variabilidade intrínseca das propriedades geológicas. A aplicação de modelos determinísticos torna-se assim bastante restrita (Corá, 1996).

Os modelos probabilísticos, por outro lado, além de fornecerem as ferramentas para a estimativa dos valores desconhecidos, possibilitam uma avaliação da qualidade da estimativa pelo estabelecimento de intervalos de confiança para os valores estimados.

Em geoestatística, a maioria das informações relacionadas a um valor não amostrado $Z(x)$, vem dos valores das locações vizinhas x' , seja sobre um mesmo atributo Z ou sobre um atributo correlacionável Z_2 . O conceito probabilístico de função aleatória permite a modelagem do grau de correlação ou dependência entre qualquer número de variáveis $Z(x)$, $\{Z(X_\alpha), \alpha = 1, \dots, n\}$.

4.1.1 Variograma

A função variograma $2\gamma(h)$ é definida como sendo a esperança matemática do quadrado da diferença entre os valores de pontos no espaço separados por uma distância h , conforme a seguinte equação:

$$2\gamma(h) = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n [Z(x+h) - Z(x)]^2$$

Onde: $2\gamma(h)$ é a função variograma; n é o número de pares de pontos separados por uma distância h ; $Z(x)$ é o valor da variável regionalizada no ponto x ; $z(x+h)$ é o valor da variável regionalizada no ponto $(x+h)$.

A interpretação do variograma permite obter parâmetros que descrevem o comportamento espacial das variáveis regionalizadas, conforme a ilustração de um semi-variograma na figura 9.

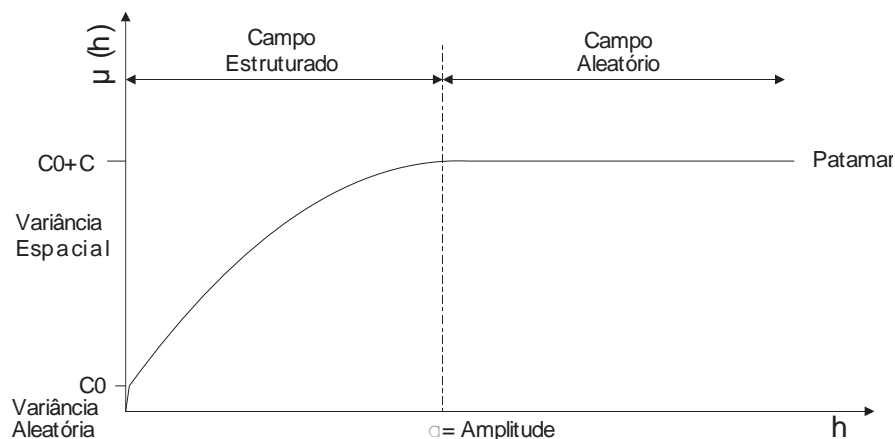


Figura 9. Imagem do semi-variograma com suas propriedades.

4.1.1.1 Semi-variância

A semi-variância é a medida do grau de dependência espacial entre duas amostras. A magnitude da semi-variância entre dois pontos depende da distância entre eles, implicando em semi-variâncias menores para distâncias menores e semi-variâncias maiores para distâncias maiores. O gráfico das semi-variâncias em função da distância a um ponto é chamado de semi-variograma. A partir de certa distância a semi-variância não mais aumentará com a distância e se estabilizará em um valor igual à *variância média*, caracterizando uma região à qual é dado o nome de *sill* ou patamar ($C_0 + C$). A distância entre o início do semi-variograma e o começo

do *sill* recebe o nome de *range*, alcance (a) ou amplitude. Ao extrapolar a curva do semi-variograma para a distância zero, pode-se chegar a um valor não-nulo de semi-variância. Este valor recebe o nome de efeito pepita ou “*Nugget Effect*” (C_0) ou variância aleatória.

O efeito pepita é um parâmetro importante do semi-variograma e indica uma variabilidade não explicada considerando a distância de amostragem utilizada. Esse parâmetro pode ser expresso como percentagem do patamar e tem por objetivo facilitar a comparação do grau de dependência espacial das variáveis em estudo.

Uma feição resultante da análise dos parâmetros do variograma experimental é a zona de influência, que é um fenômeno de transição caracterizado exclusivamente por modelos de variograma que possuem patamar e amplitude definidos. Portanto, qualquer valor de $Z(x)$ estará correlacionado com outros valores $Z(x+h)$ que estiverem dentro de um raio ‘ a ’ de x . Esta correlação, ou a influência de um valor em outro, decresce conforme $z(x+h)$ aproxima-se de “ a ”.

Para o cálculo de variogramas experimentais deve-se fazer a comparação entre valores de amostras separadas por uma distância h . Esta comparação é direta se os pontos de dados estiverem distribuídos segundo uma malha regular. Entretanto, quando os pontos de dados estiverem dispersos, deve-se fazer a pesquisa de amostras situadas a uma distância h , dentro de um campo de pesquisa.

Esse campo de pesquisa é definido, ao longo da direção do variograma, por um ângulo e por uma distância de tolerância. O ângulo de tolerância pode ser limitado levando-se em consideração a distância da origem, formando um cone de tolerância correspondente a área limite para assimilação de pares de amostras. (figura 10).

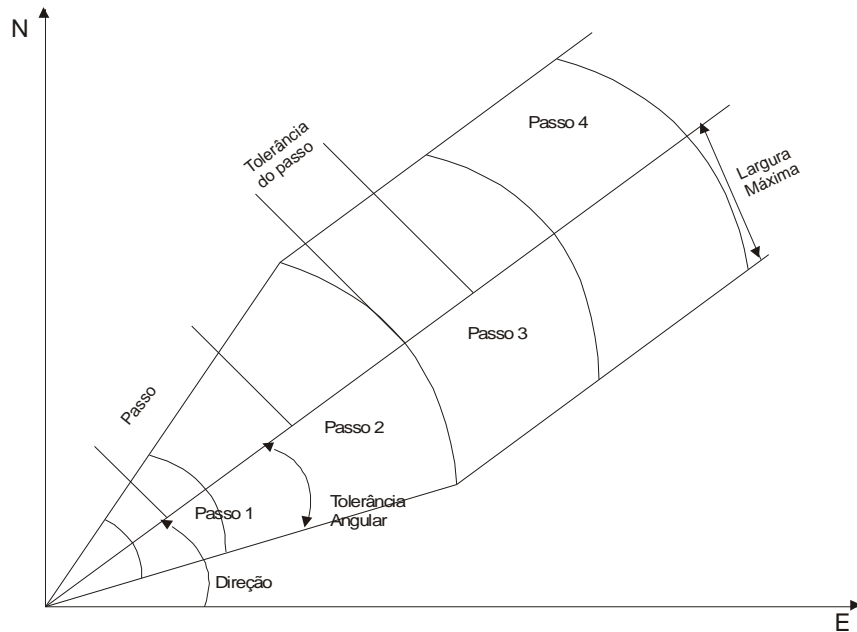


Figura 10. Desenho mostrando os parâmetros do cone de tolerância, com a direção, passos, ângulo de tolerância, tolerância do passo e largura máxima (modificado de Pannatier, 1994).

O variograma foi utilizado como ferramenta básica para calcular os valores de semi-variância para uma dada distância, os quais são necessários para a organização do sistema de equações de krigagem, feito através do ajuste de uma função matemática que descreve continuamente a variabilidade ou correlação espacial existente nos dados.

4.1.2 Krigagem Ordinária

A krigagem ordinária (KO) é o método de krigagem mais amplamente usado. Com a KO é possível estimar o valor de um ponto em uma região na qual o variograma é conhecido, usando dados da vizinhança. A KO também pode ser usada para estimar o valor de um bloco.

De acordo com Wackernagel (1995), pode-se estimar um valor desconhecido, $Z^*(X_0)$, usando n dados de amostras de uma vizinhança $Z^*(X_\alpha)$ e combinando linearmente com os pesos W_α através de:

$$Z^*(X_0) = \sum_{\alpha=1}^n W_\alpha \cdot Z(X_\alpha)$$

A soma dos ponderadores (W_α , $i=1$ a n) deve ser igual a 1. Esses ponderadores são obtidos da resolução de um sistema linear de equações, denominado sistema de equações de krigagem ordinária.

A condição de não enviesamento é garantida através de:

$$\begin{aligned}
E[Z(X_o) - Z^*(X_o)] &= 0 \\
E\left[Z(X_o) - \sum_{\alpha=1}^{\gamma} W_{\alpha}Z(X_{\alpha})\right] &= 0 \\
E[Z(X_o)] &= \sum_{\alpha=1}^{\gamma} W_{\alpha}E[Z(X_o)] \\
&= 1
\end{aligned}$$

Como toda técnica de estimativa, a KO procura fazê-la com mínima variância. A variância do erro da krigagem é dada pela equação a seguir:

$$\begin{aligned}
\sigma^2 &= E[(Z^*(X_o) - Z(X_o))^2] \\
&= -\gamma(X_o - X_o) - \sum \sum W_{\alpha}W_{\beta}\gamma(X_{\alpha} - X_{\beta}) + 2 \sum W_{\alpha}\gamma(X_{\alpha} - X_o)
\end{aligned}$$

Através da minimização da variância de estimativa com as restrições dos pesos, pode-se obter o sistema de equações de krigagem ordinária:

$$\begin{pmatrix} \gamma(X_1 - X_1) & \cdots & \gamma(X_1 - X_n) & 1 \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \gamma(X_n - X_1) & \cdots & \gamma(X_n - X_n) & 1 \\ 1 & \cdots & 1 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} W_1^{Ko} \\ \cdots \\ W_n^{Ko} \\ \mu_{Ko} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \gamma(X_1 - X_o) \\ \cdots \\ \gamma(X_n - X_o) \\ 1 \end{pmatrix}$$

Onde W_{α} são os pesos associados aos dados e γ é o multiplicador de Lagrange. O lado esquerdo do sistema descreve as dissimilaridades entre os pontos de dados, enquanto o lado direito mostra as dissimilaridades entre cada ponto de dado e o ponto a ser estimado X_o .

O sistema de equações de krigagem ordinária pode ser reescrito da seguinte forma:

$$\begin{aligned}
\sum_{\beta=1}^n W_{\beta}^{Ko} \gamma(X_{\alpha} - X_{\beta}) + \gamma K_o &= \gamma(X_{\alpha} - X_o) \text{ para } \alpha = 1, \dots, n \\
\sum_{\beta=1}^n W_{\beta}^{Ko} &= 1
\end{aligned}$$

A variância de estimativa da KO é expressa por:

A KO é um interpolador exato uma vez que se X_o é idêntico a localização de um dado, então o valor estimado é igual ao valor do dado no ponto, ou seja:

$$Z^*(Xo) = Z(X\alpha) \quad \text{se } Xo = X\alpha$$

A Krigagem ordinária é usualmente preferida à krigagem simples pois não requer o conhecimento da média, a qual se supõe estacionária para toda a área. A krigagem ordinária, por outro lado, ao estimar a média local, por meio da krigagem da média, ajusta-se melhor às flutuações dos dados do depósito.

4.2 Estudo estatístico básico dos teores acumulados de fibra

O estudo estatístico básico é importante para a confecção dos variogramas, pois permite visualizar a distribuição estatística das populações dos teores e orientar o cálculo do variograma experimental.

O primeiro passo para realizar o estudo estatístico básico das populações de teores de crisotila, foi regularizar (*to composite*) os teores dos testemunhos de sondagens ao longo dos furos de sondagem (*downhole*) em intervalos de 13 metros (= altura das bancadas), cálculo feito com tolerância da recuperação igual a 10%. A regularização foi feita para cada sondagem contida nos 9 grandes blocos do modelo geométrico, formando populações de dados as quais foram a base para a construção dos histogramas.

4.2.1 Histogramas

Os histogramas foram construídos para cada teor acumulado de fibra, considerando a distribuição normal (gaussiana) e log-normal. (figuras 11. A, B e C).

Nota-se que a distribuição dos teores acumulados de fibra para as variáveis Tn7, Tn14, Tn25, Tn50, Tn200 e Tntt são assimétricas positivas para os blocos 1, 2, 12 e 13. Para a distribuição de teores acumulados de fibra nos blocos 3 e 4, a Tn7 apresenta assimetria positiva, mas para as Tn14, Tn25, Tn50, Tn200 e Tntt a assimetria positiva tende a uma simetria com influência de classes de alto e baixo teor.

O comportamento assimétrico positivo dos teores acumulados de fibra para as Tn7, Tn14, Tn25, Tn50 e Tntt, levou à opção de trabalhar com o logarítmico das variáveis.

Com este estudo estatístico básico das variáveis acumuladas de fibra, pode-se concluir o melhor comportamento das variáveis na distribuição logarítmica, comprovando uma evidência geológica (fator litologia não é controlador da mineração) encontrada nas cavas a respeito da variabilidade da distribuição espacial de teores de fibra.

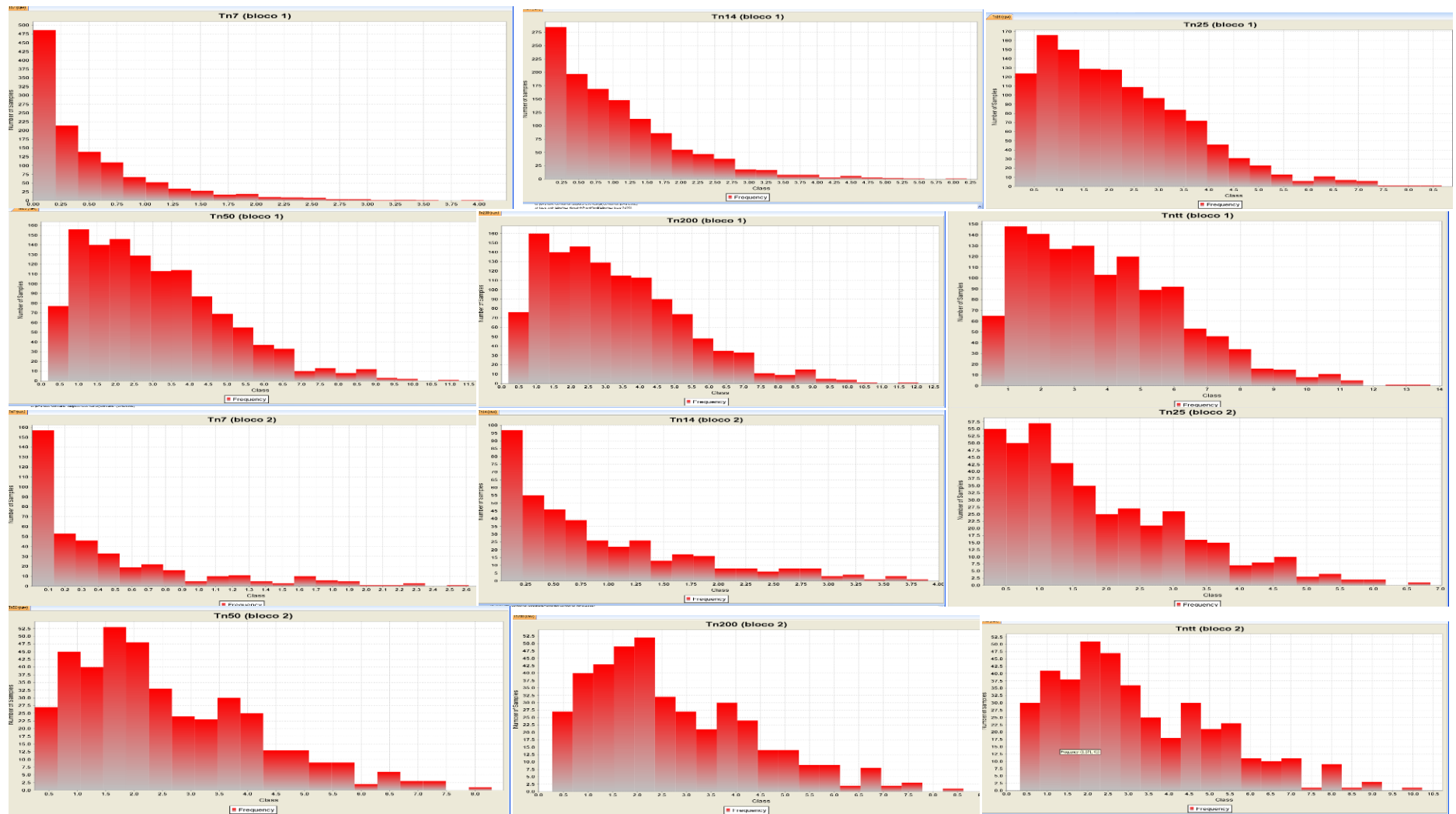


Figura 11. Histograma das variáveis Tn7, Tn14, Tn25, Tn50, Tn 200 e Tntt para os grandes blocos 1 e 2 da fragmentação do modelo geométrico.

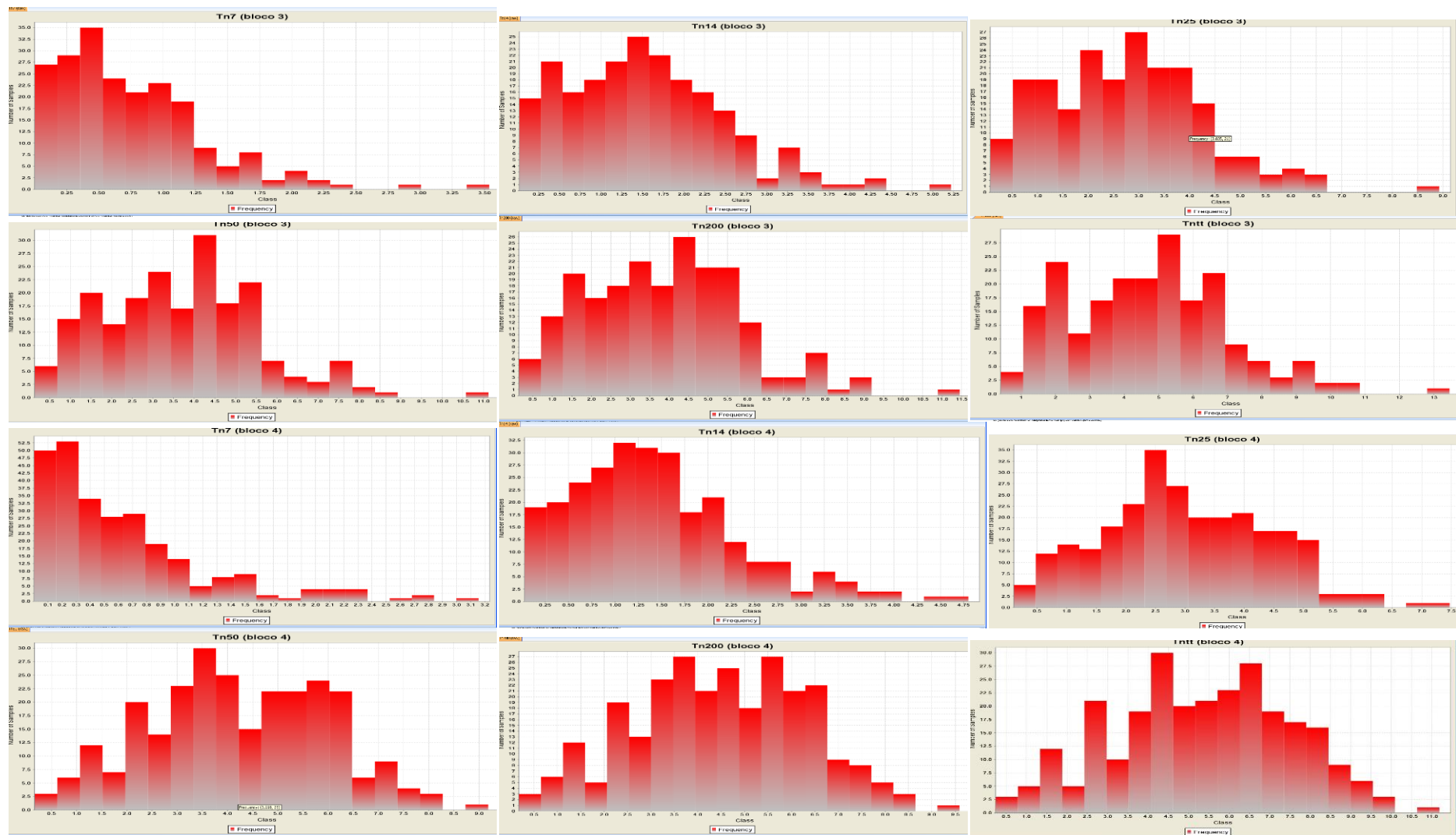


Figura 12. Histograma das variáveis Tn7, Tn14, Tn25, Tn50, Tn 200 e Tntt para os grandes blocos 3 e 4 da fragmentação do modelo geométrico.

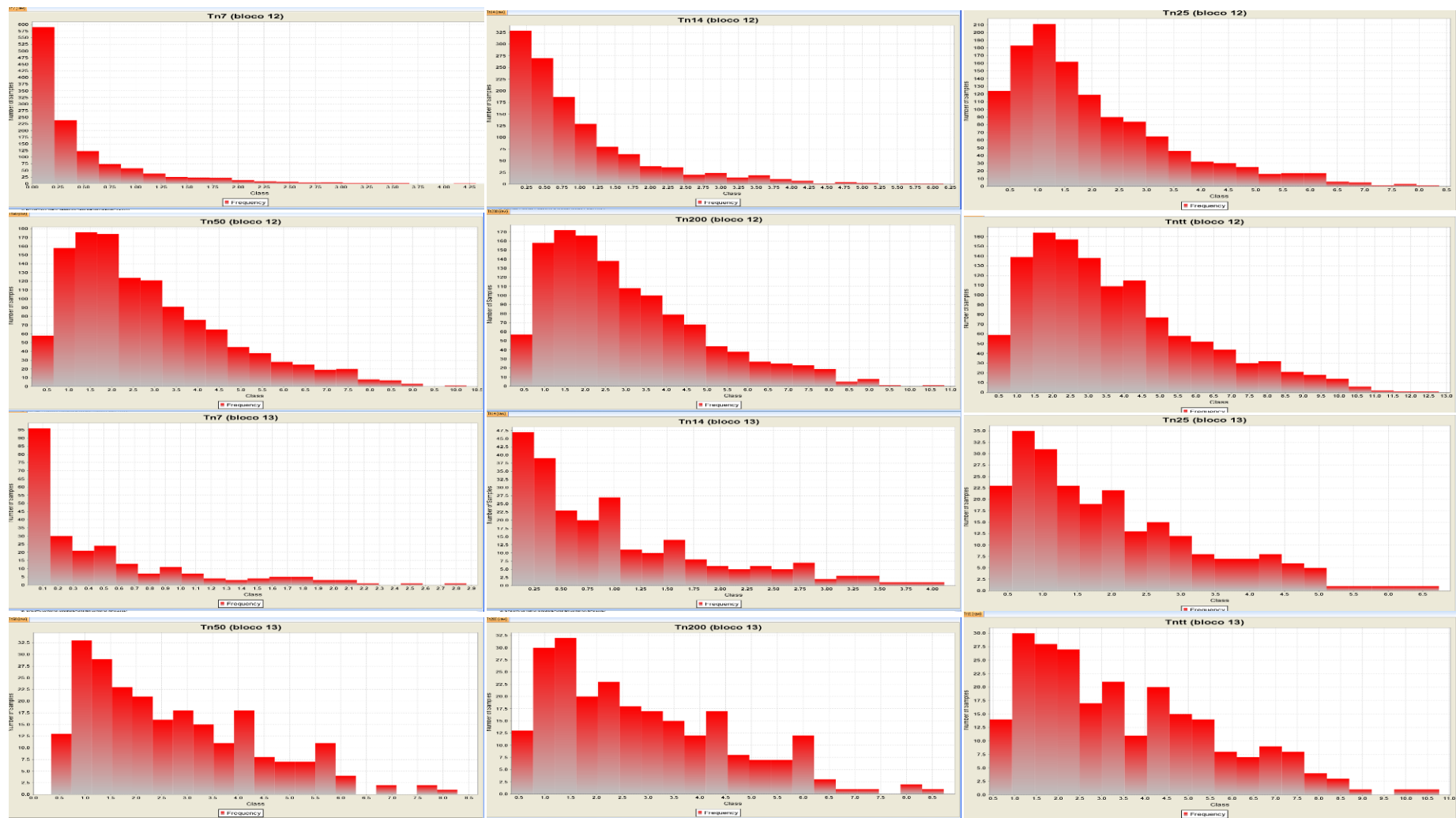


Figura 13. Histograma das variáveis Tn7, Tn14, Tn25, Tn50, Tn 200 e Tntt para os grandes blocos 12 e 13 da fragmentação do modelo geométrico.

4.3 Reconhecimento geológico inicial

A primeira etapa de campo realizada consistiu no reconhecimento das fácies de minério. Hasui & Magalhães (1985) classificaram dois tipos principais de minério, denominados serpentinito 1, ou marrom e serpentinito 2, ou verde (Figura 14). No entanto, a complexidade da mineralização e os litotipos reconhecidos nas cavas levaram à elaboração de uma nova classificação, obtida com o estudo detalhado dos litotipos, das fácies de minério e das estruturas geológicas do depósito.

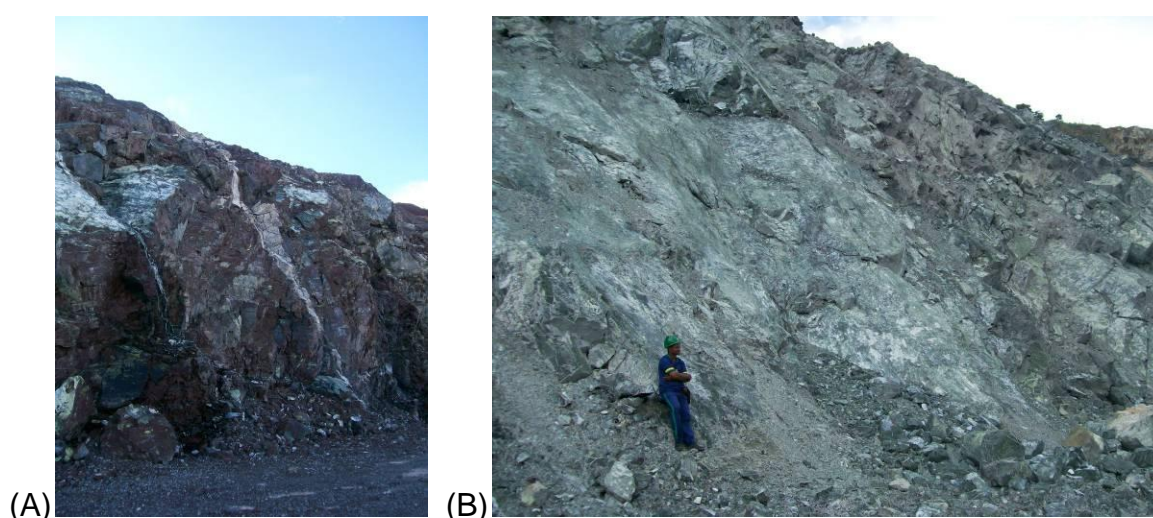


Figura 14. A) Serpentinito tipo 1 (serpentinito marrom), em B) serpentinito tipo 2 (serpentinito verde).

4.3.1 Mapeamento dos litotipos e fácies de minério

Na segunda etapa de campo, foram identificados, descritos e mapeados metabasitos, piroxenitos, leucogabros, dunitos, peridotitos, grafito e serpentinitos, todos aflorando nas cavas do depósito. As diferentes fácies de serpentinito foram diferenciadas pela textura e cor apresentadas, sendo classificadas em 4 fácies distintas: marrom, vermelha, verde e preta (figura 15).

Os serpentinitos foram também separados conforme as fácies de minério, determinadas pela presença de veios e vênulas de crisotila, com ou sem bordas de alteração. Este assunto será tratado em detalhe no capítulo referente à petroquímica das rochas e minérios.

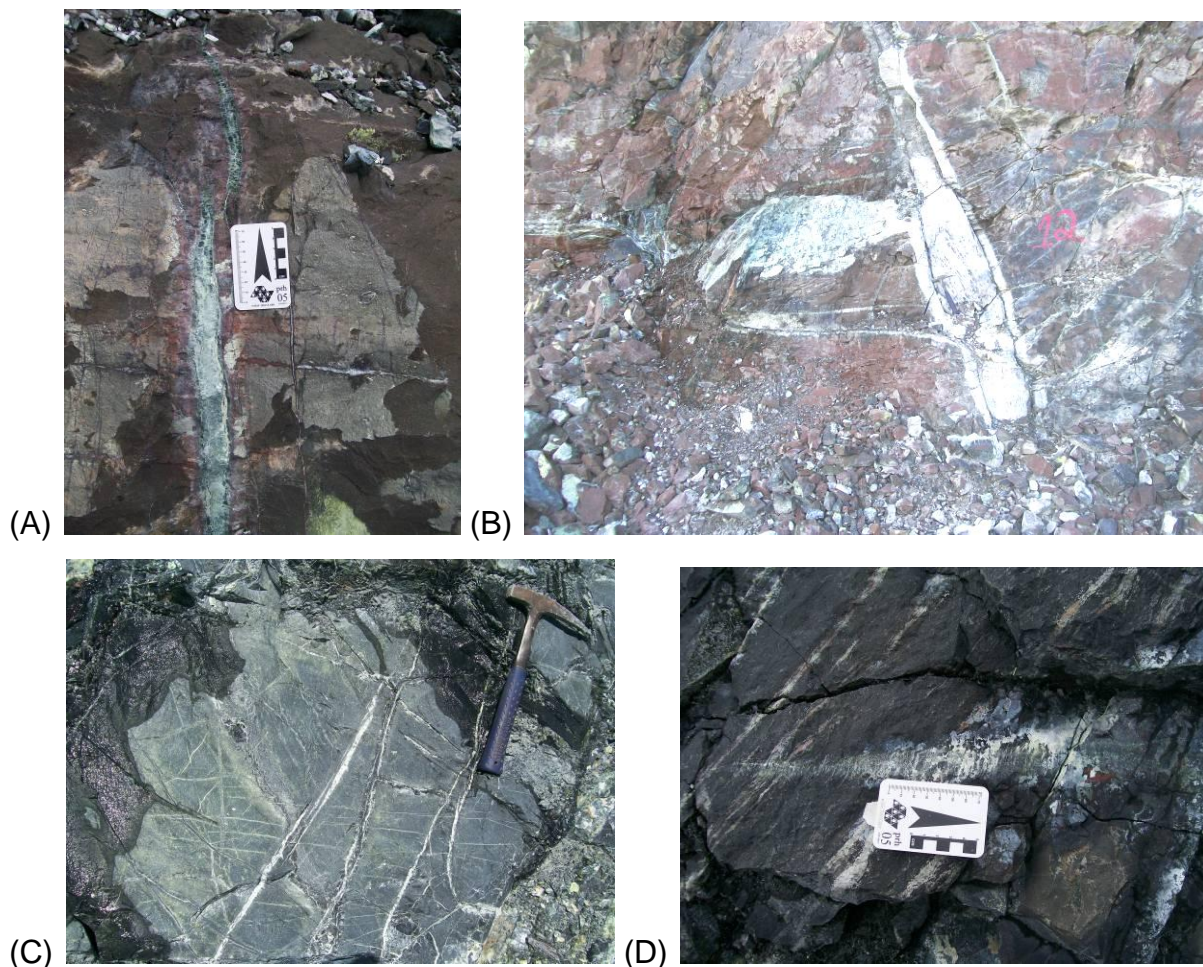


Figura 15. Fotografias das diferentes fácies de serpentinitos. A) Serpentinito marrom; B) Serpentinito vermelho; C) Serpentinito verde; D) Serpentinito preto.

4.3.2 Mapeamento estrutural de falhas, zonas de cisalhamento e fraturas

Nas cavas foram reconhecidas estruturas rúpteis, que modificaram a geometria das zonas ou blocos serpentinizados e influenciaram na continuidade das características do minério, tornando-o heterogêneo. Para estudar a influência das estruturas rúpteis sobre a distribuição dos teores de crisotila, foi realizado o mapeamento das estruturas, classificando-as conforme suas características observadas nas cavas, abrangendo falhas geológicas (alto e baixo ângulo), fraturas (abertas e fechadas) e as zonas de cisalhamento (Figura 16).

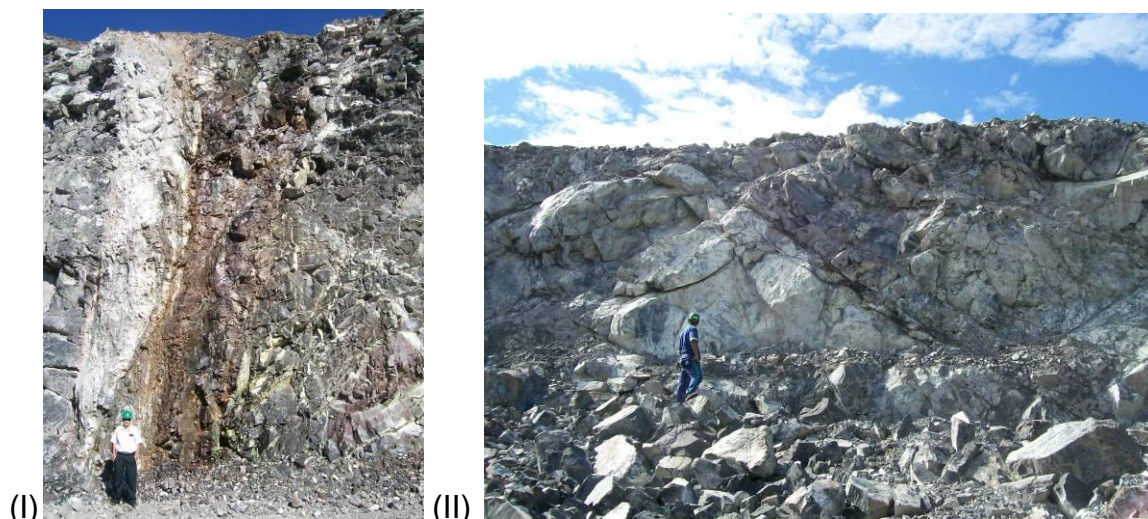


Figura 16. Reconhecimento e mapeamento das principais estruturas deformadoras do modelo geométrico. I) zona de cisalhamento, II) falha geológica de baixo ângulo (rejeito está obtirado pelo ultimo evento hidrotermal).

As informações obtidas com mapeamento das estruturas rúpteis, litotipos e fácies de minérios foram reunidas e transferidas para o mapa topográfico das cavas, gerando o mapa litofaciológico e estrutural.

4.4 Mapas litofaciológico e estrutural

A construção do mapa litofaciológico teve como base o levantamento topográfico na escala 1: 2.000 das cavas do depósito (levantamento topográfico interno da empresa), servindo como referência para a plotagem das estruturas geológicas deformadoras do depósito e os litotipos aflorantes nas cavas.

Dentre as estruturas presentes no depósito, destacam-se:

- Fraturas, por sua maior frequência, presentes em ambas as cavas, na forma de estruturas abertas ou fechadas.
- Falhas geológicas, reconhecidas em todo o depósito. Sua ocorrência é mais significativa na cava A, na porção central, onde as evidências de cinemática são estabelecidas pela presença de *steps* formados por lizardita. Na cava B nota-se a presença de falhas, melhor evidenciadas na porção sul da mesma. Deve-se ressaltar que as falhas geológicas foram reconhecidas pela presença de feições em *step*. No entanto, não foram encontradas evidências de rejeito nas cavas.
- Zonas de cisalhamento, destacam-se duas formas de ocorrência, de baixo ângulo e alto ângulo. A zona de cisalhamento de baixo ângulo melhor evidenciada ocorre na porção central da cava B, esta estrutura se estende até

o norte da cava A, onde sua presença é pouco perceptível acima da cota 372. As zonas de cisalhamento de alto ângulo ocorrem acima das zonas de cisalhamento de baixo ângulo, sendo mais evidentes ao sul da cava A, acima da cota 385.

Os litotipos mapeados compreendem metabasitos, dunitos, peridotitos, rondigitos, grafita, gabro, leucogabros e serpentinitos (classificados em 4 fácies distintas, vermelha, verde, marrom e preta). Serpentinitos vermelhos intercalados a serpentinitos pretos perfazem cerca de 80% da cava A, figura 17.

Na cava B, os serpentinitos vermelhos predominam na porção sudeste, com pouca intercalação com serpentinitos pretos. Na porção nordeste, os serpentinitos pretos são mais frequentes, correspondendo a 55% dos litotipos mapeados. Nesta cava, as fácies vermelha e preta de serpentinito correspondem a 90% das rochas aflorantes.

Os serpentinitos verdes ocorrem na porção centro-sul da cava B e nas porções norte e sul da cava A. Sua geometria é definida por estruturas deformadoras, geralmente falhas normais na cava A e inversas na cava B. Esta fácies apresenta mais fibra com magnetita que as demais, sendo, portanto, de melhor qualidade.

Os serpentinitos marrons são os menos frequentes no depósito (correspondem a apenas 2% do total de serpentinitos) e sua ocorrência é restrita à porção sudeste da cava A. De forma restrita também ocorrem os metabasitos na porção leste da cava A, em contato com a falha de cavalgamento. Os demais litotipos ocorrem de duas maneiras, como intrusões (grafita) ou bolsões (gastro, leucogastro e rondigitos), restritos ao norte da cava B.

O mapeamento litofaciológico permitiu a compreensão da distribuição espacial dos diferentes litotipos e diferentes fácies de minério, bem como a fragmentação do depósito. Estas informações são essenciais e de suma importância para o estudo geológico e a construção do modelo geológico e geoestatístico do depósito.

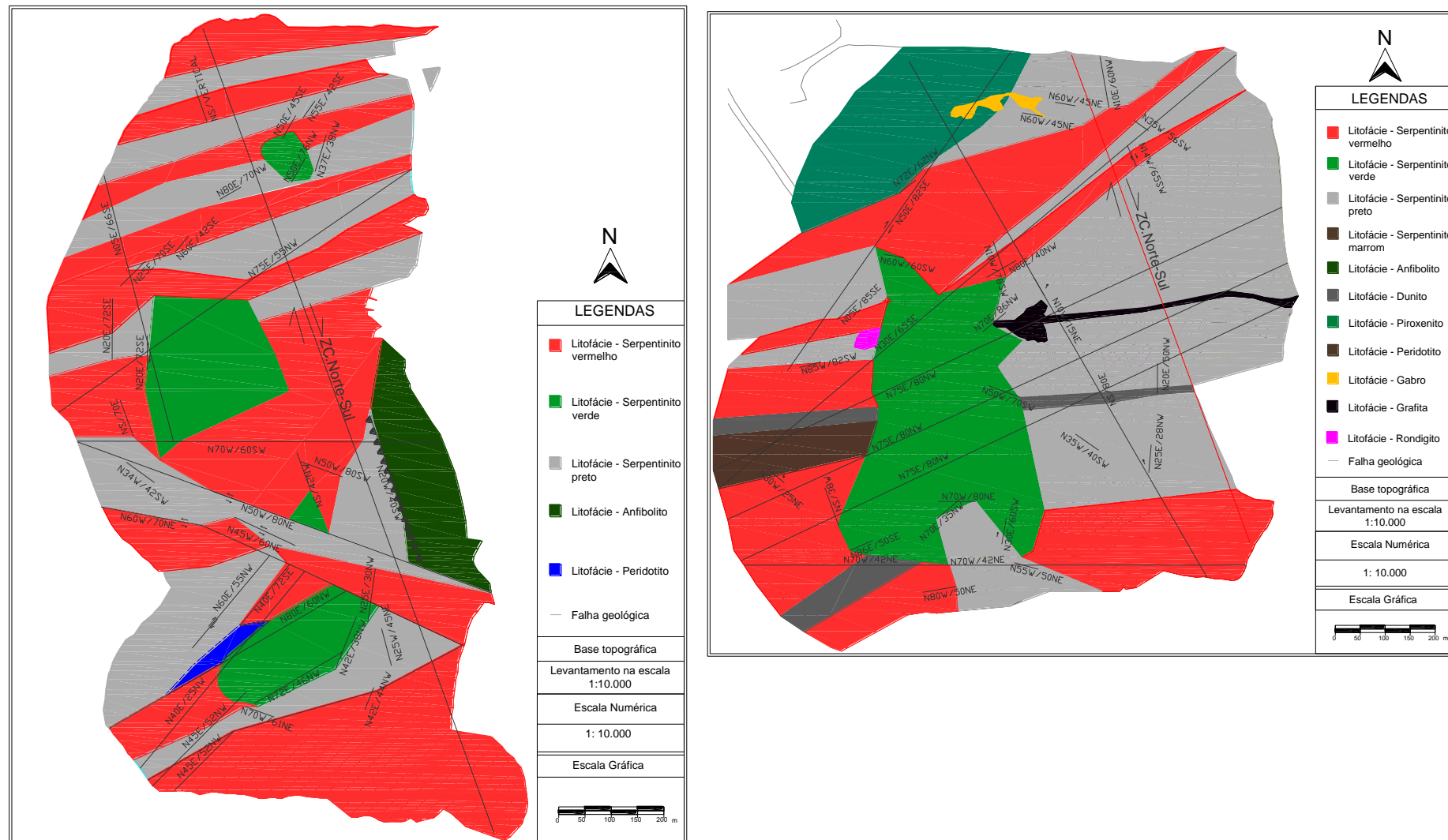


Figura 17. Mapa Litofaciológico da cava A (esquerda) e Cava B (direita).

4.5 Modelagem Geométrica

A modelagem tridimensional digital de um corpo de minério tem por objetivos principais a delimitação de volumes de blocos homogêneos de rochas ou minérios e das geometrias desses blocos. Definido o volume no corpo geológico, pode-se realizar o estudo geoestatístico para estimar o valor médio de uma variável de interesse e a incerteza associada à estimativa.

Uma questão essencial aos sistemas de modelagem tridimensional é a facilidade de visualização, obtida durante a criação e teste de modelos geológicos tridimensionais, garantindo que sejam realistas e que não possuam discrepâncias significativas quando comparados aos dados que os originam.

Os *softwares* atuais dispõem de muitas ferramentas gráficas que permitem visualizar e modelar corpos geológicos, possibilitando uma visão tridimensional em tempo real do objeto de estudo

4.5.1 Mapeamento e auditoria do banco de dados

O banco de dados contendo as análises químicas, descrições das sondagens, desvios dos furos, entre outros, foi cedido pela SAMA no formato de banco primário em planilha eletrônica.

Essas planilhas eletrônicas foram importadas para um banco de dados tipo Access, base para biblioteca do software SURPAC. O *software* necessita que o banco de dados seja correlacionado com os caminhos padrões de comando, criando uma ligação entre os comandos do software e os dados inseridos no banco de dados, procedimento denominado mapeamento do banco de dados, o qual gera um vínculo, com extensão .ddb, que conecta o banco de dados tipo Access ao software SURPAC. (Figura 18)

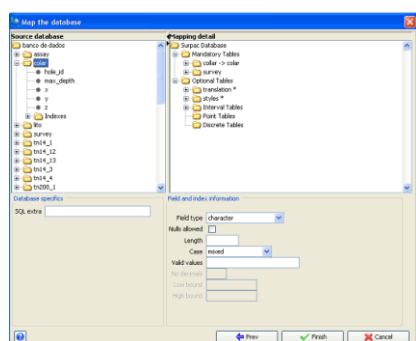


Figura 18. Imagem do mapeamento do banco de dados, com a identificação das tabelas *assay*, *collar*, *lito* e *survey*.

4.5.2 Auditoria do banco de dados

A auditoria consiste na verificação de erros e incoerências dos dados, realizada após o mapeamento do banco de dados. Esse procedimento é obrigatório para obter um banco de dados confiável e foi realizado consecutivamente, corrigindo-se os erros evidenciados em cada auditoria, até o banco de dados não apresentar erros e incoerências.

4.5.3 Confecção e interpretação geológica das seções

Ao longo das várias campanhas de sondagens do depósito, foram realizadas 869 sondagens verticais sobre a região mineralizada, em uma malha regular quadrada, com 35x35 metros, orientadas na direção NW.

Para a confecção das seções utilizou-se a visualização tridimensional das sondagens, as análises químicas e a descrição geológica de cada furo (figura 19).

Para uma melhor interpretação das seções e máxima redução dos erros de triangulação causados por seções irregulares, cada seção foi feita segundo um segmento de reta, definido manualmente, de forma a aglutinar o maior número de sondagens em uma determinada direção. Utilizando este critério na construção de seções manuais, gerou-se um total de 150 seções geológicas, salvas no formato .swa (*graphic workspace*), que corresponde a um “caminho” para o arquivo contendo os dados de sondagens, litotipos e análise química para cada seção geológica (figura 20).

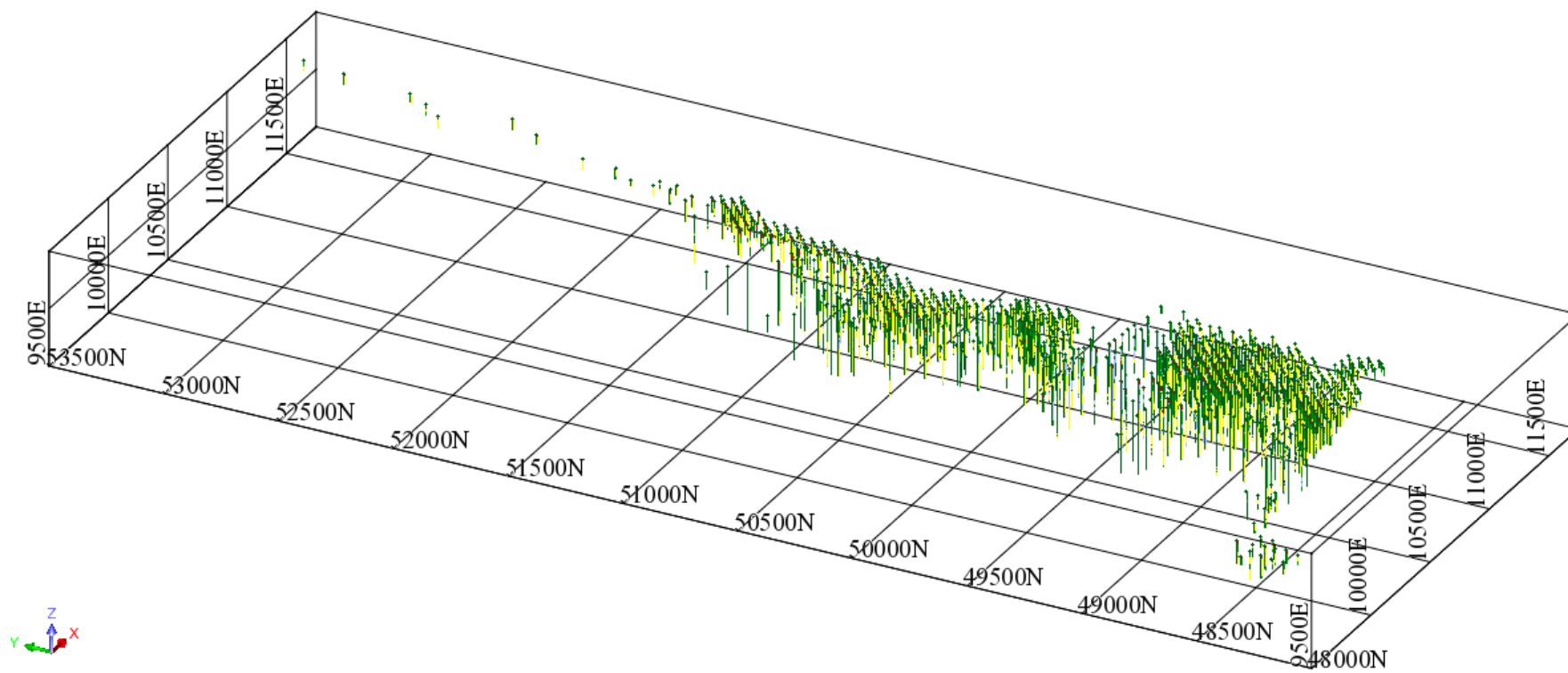


Figura 19. Imagem panorâmica das sondagens que constituem o banco de dados.

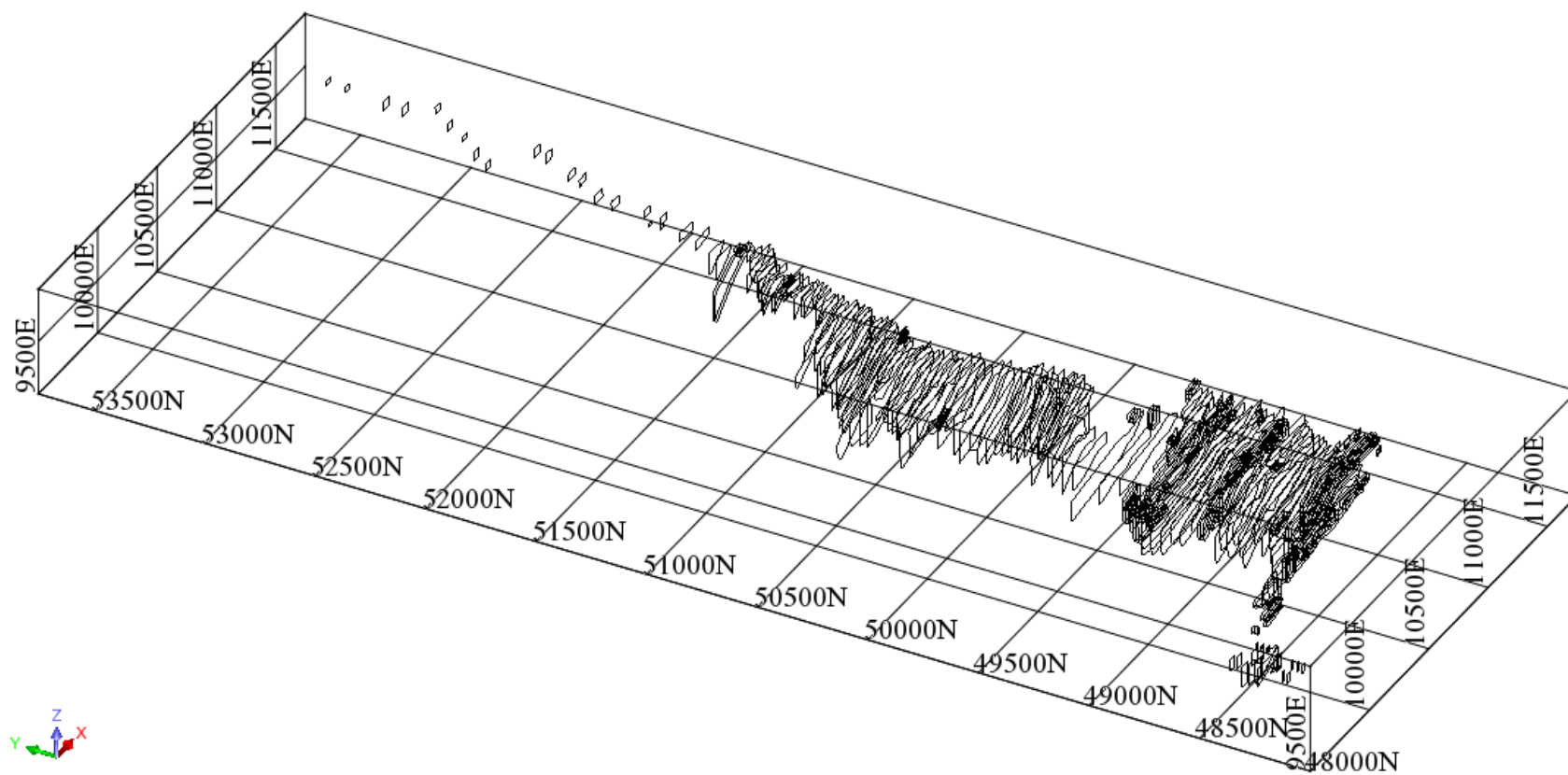
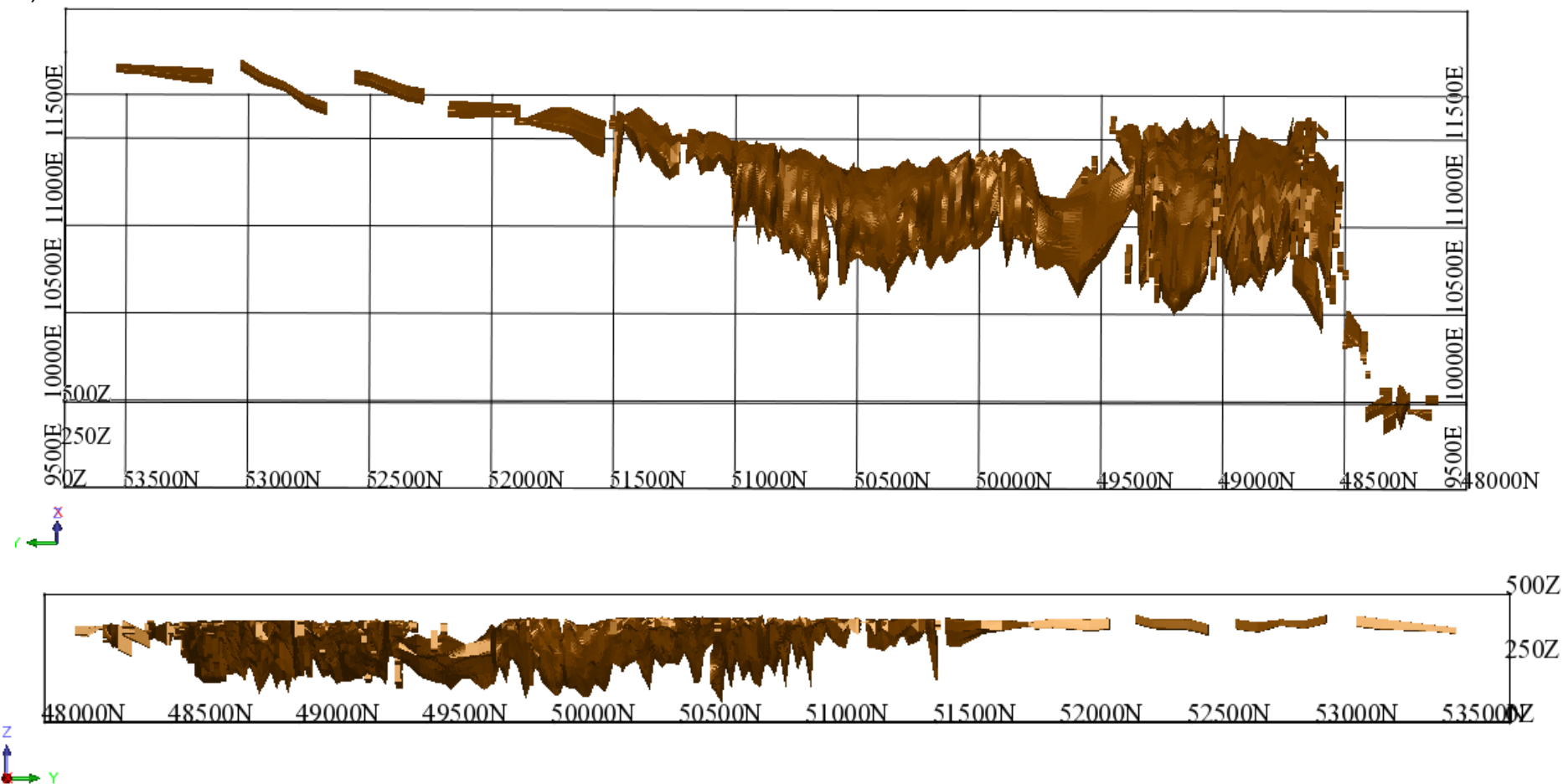


Figura 20. Conjunto de 150 seções geológicas feitas com 869 sondagens verticais, todas fechadas nas extremidades com o critério de meia distância.

4.5.5 Interligação e fechamento geológico das seções

O critério utilizado para a interpretação geológica das seções construídas a partir da variável “*minério*” baseou-se no fechamento otimista, que consiste no prolongamento a meia distância entre as sondagens nas extremidades do corpo de minério. Após feita a interpretação das seções e posicioná-las espacialmente, realizaram-se as triangulações com o método de ‘interligações de seções’, que consiste na triangulação sequencial entre cada par de seção, obtendo-se como resultado um primeiro modelo geométrico do depósito (figura 21).

A)



B)

Figura 21. Modelo geométrico dos corpos mineralizados suavizado por efeito de iluminação, A) orientado no sentido N-S, vista no plano XY e, B) orientada N-S, vista no plano Z-Y.

4.5.6 Modelagem tridimensional das estruturas deformadoras do depósito

A modelagem tridimensional das estruturas deformadoras do depósito utilizou como base as falhas e fraturas levantadas em campo, contidas no mapa litofaciológico do depósito. As atitudes de cada estrutura rúptil foram inseridas no software Surpac, o que permitiu gerar um plano tridimensional que constitui um arquivo com formato “*string*” (arquivo vetorial de desenho). O arquivo vetorial de desenho foi modelado por triangulação, obtendo uma superfície tridimensional (DTM) de cada estrutura rúptil. (figura 22).

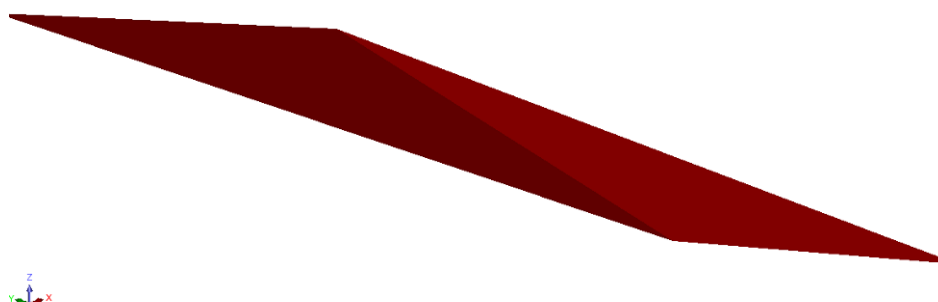


Figura 22. Imagem tridimensional de um exemplo de plano representativo de uma zona de cisalhamento de baixo ângulo modelada pelo *software* SURPAC 6.1.3.

4.5.7 Montagem do modelo geométrico do depósito de asbesto crisotila da mina Cana Brava.

Os planos de falhas modelados foram inseridos no modelo geométrico, seccionando-o e fragmentando-o em blocos limitados por estas falhas, (figura 23). Ao final deste trabalho o modelo geométrico ficou dividido em 9 partes denominadas ‘objetos’, que são os correspondentes digitais dos sub-blocos gerados pela fragmentação do modelo geométrico pelas falhas.

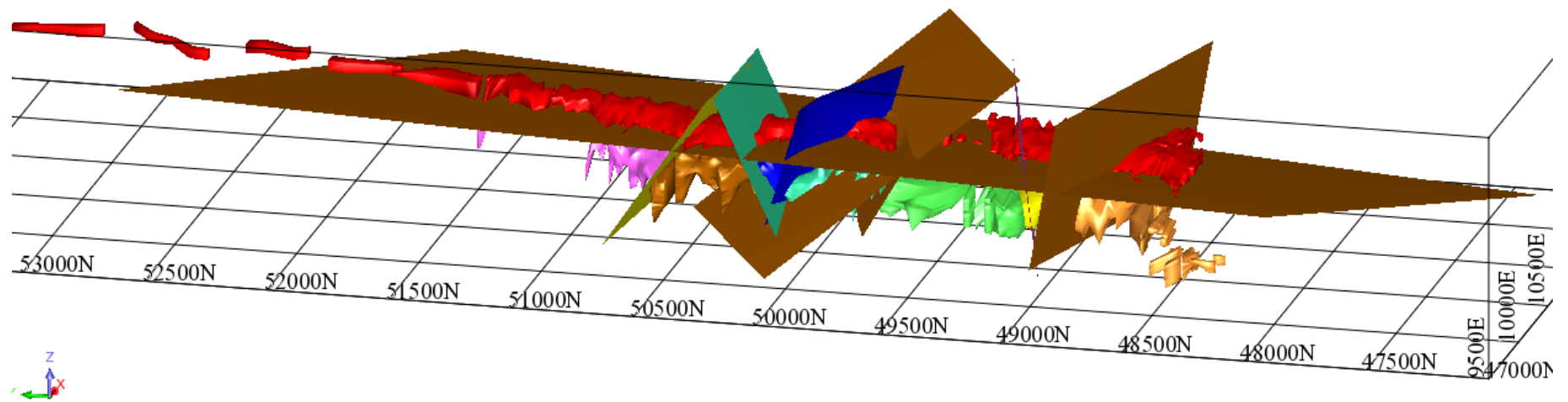


Figura 23. Modelo geométrico do depósito de mineral crisotila da SAMA, realçando as falhas que o seccionam e o separam em 9 grandes sub-blocos ou objetos.

4.6 Separação das sondagens de cada sub-bloco do modelo geométrico

Para o estudo dos elipsóides de anisotropia variográfica como indicador cinemático de corpos mineralizados fragmentados por falhas, fez-se necessário individualizar a população de sondagens contida em cada um dos 9 sub-blocos do modelo geométrico. Isso foi feito restringindo-se as sondagens aos chamados ‘objetos’ ou sub-blocos, o que gerou 9 populações independentes (figura 24).

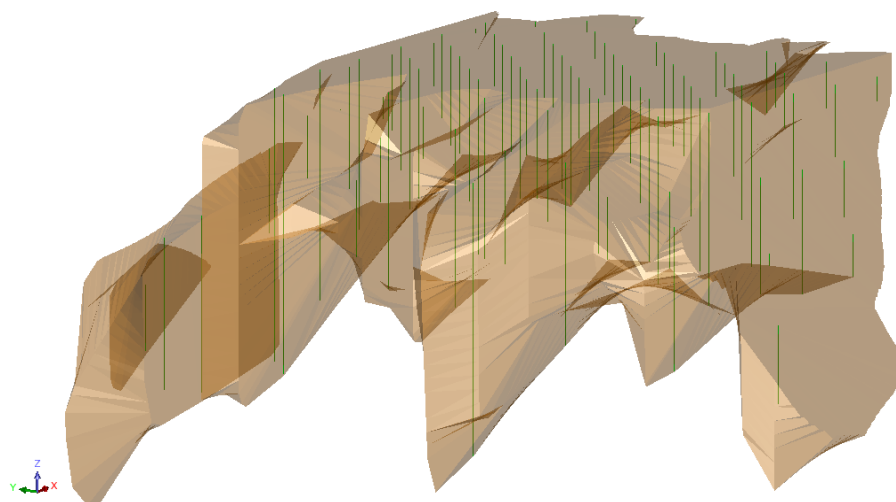


Figura 24. Imagem de um sub-bloco ou “objeto”, com efeito de transparência, o que permite visualizar as sondagens contidas no objeto (ou “restritas” ao objeto).

4.7 Utilização de elipsóides de anisotropia variográfica como indicadores cinemáticos em corpos mineralizados e fragmentados por falhas.

O complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava corresponde a uma grande intrusão estratiforme, submetida a, ao menos, três eventos termometamórficos (Correia, 1994), sendo o último de caráter hidrotermal, responsável por apagar boa parte das evidências cinemáticas de deformações rúpteis dos eventos anteriores. Para recuperar essas informações foram utilizados os elipsóides de anisotropia do corpo mineralizado, para separar o modelo geométrico em blocos de minério que tiveram o mesmo comportamento cinemático.

Inicialmente foi construído um modelo geométrico, gerado pela interpretação geológica de seções na direção E-W, construídas a partir das variáveis de teores acumulados de fibra contida em rocha serpentínica em 869 sondagens verticais. O estudo estatístico dessas variáveis, em cada bloco, mostra que os teores acumulados de fibra apresentam uma distribuição logarítmica. As amostras contidas

em cada bloco foram regularizadas com uma tolerância de 10%, em intervalos de 13 em 13 metros, correspondente a altura média das bancadas.

As falhas mapeadas na região das cavas atuais foram modeladas em planos que seccionam o modelo geométrico fragmentando-o em nove blocos. O elipsóide de anisotropia de cada bloco foi calculado com auxílio da ferramenta mapa variográfico do Software Surpac 5.3, que permite gerar variogramas concomitantemente em até 36 direções, correlacionando-os em um mapa de variâncias. Por meio dessa ferramenta é possível determinar os três eixos de anisotropia variográfica (eixo maior, médio e menor) e confeccionar os elipsóides de anisotropia de cada um dos 9 blocos do modelo geométrico individualizados por falhas.

Os 9 elipsóides foram orientados e posicionados no espaço, visando determinar quais destes teriam orientação espacial diferente, considerada como consequência da rotação devido aos falhamentos. No caso de existência de rotação entre os blocos, os eixos variográficos não devem coincidir, pois a movimentação cinemática das falhas muda a direção dos eixos dos elipsóides dos blocos rotacionados, o que truncaria a continuidade da variável teor total acumulado de fibra. No caso dos eixos dos elipsóides de anisotropia terem a mesma orientação, pode-se admitir que a falha não causou mudanças na continuidade da variável teor total acumulado de fibra, ou sua movimentação foi tão tênue que não modificou as atitudes do bloco.

Utilizando esse critério obteve-se uma divisão do corpo de minério em 6 blocos, correspondentes a 6 diferentes direções de continuidade do teor total acumulado de fibra em cada bloco, sugerindo que o corpo de minério não corresponde a um modelo único e contínuo, mas sim a seis grandes blocos com rotações diferentes, sendo que as feições relacionadas a essas rotações foram mascaradas pelo último evento (hidrotermal).

Para a melhor compreensão do trabalho realizado, os métodos e critérios utilizados são descritos nos itens seguintes.

4.7.1 Estudo variográfico dos teores acumulados de crisotila e construção dos elipsóides de anisotropia

O estudo variográfico da variável teores acumulados de crisotila para cada Tn foi realizado com o auxílio das ferramentas “mapa variográfico”, “mapa de variâncias” ou “nuvem de variogramas” do software Surpac 6.1.3. Estas ferramentas permitem gerar variogramas concomitantemente em até 36 direções de um mesmo plano situado no espaço, conforme necessário ao experimento, correlacionando-os em um mapa de variâncias (figura 25).

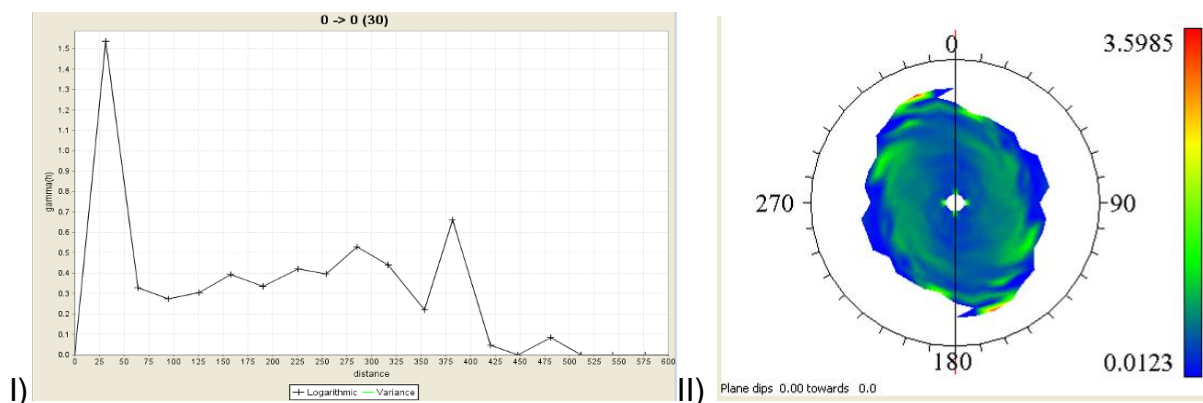


Figura 25. Estudo variográfico com a geração de variograma na direção N-S. I) Variograma da variável teor total de crisotila para o bloco 2. II) Mapa de variância para a variável teor total de fibra para o bloco 2.

Assim, para cada população da variável teor de crisotila contida nos 9 grandes sub-blocos do modelo geométrico, foram determinados os variogramas das direções de menor, média e maior continuidade, as quais correspondem às três direções dos eixos dos elipsóides de anisotropia variográfica.

Para a determinação do comportamento estrutural de cada bloco, foram definidos os elipsóides de anisotropia para a variável TnTT.

Para ajustar os modelos variográficos foram utilizados os seguintes critérios para obter variogramas “robustos” ou confiáveis:

- O número de pares de teores que geraram cada um dos 4 pontos mais próximos da origem do variograma deve ser maior que 30 e o ponto gerado por um número maior de pares é o mais confiável ou robusto;
- O efeito pepita (C_0) deverá ser menor que 1/3 da altura do patamar.

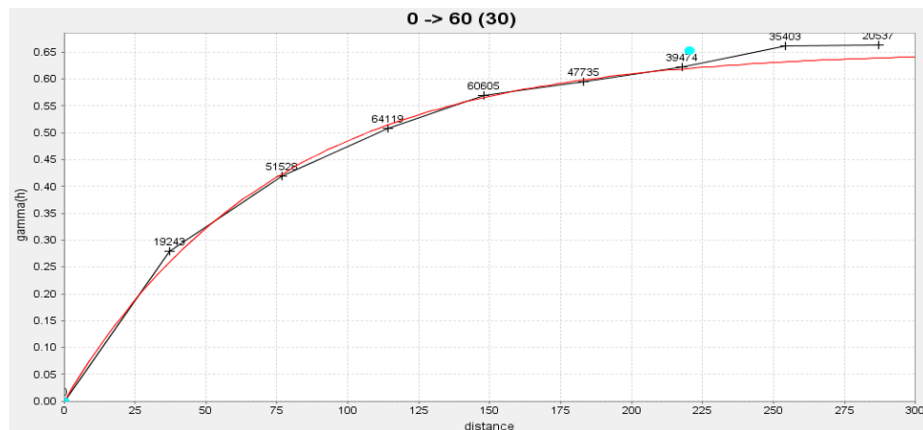
Com esses critérios, o modelo variográfico que melhor ajustou-se aos variogramas experimentais foi o exponencial.

Ao longo das 36 direções estudadas em cada plano, quando o passo foi mudado com um incremento, verificou-se que com um determinado passo e mudando somente a direção, é possível ajustar modelos variográficos com parâmetros próximos. O mesmo ocorre quando se fixava a direção variográfica e modificava os passos.

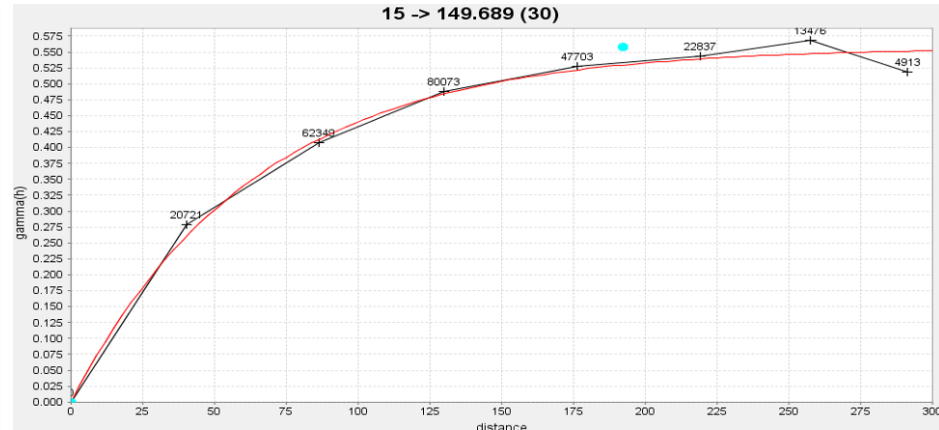
Nota-se que seria necessário adotar um critério para a escolha do melhor modelo variográfico ao longo dos passos e direções incrementadas ao variograma. Desse modo definiu-se que o melhor ajuste do modelo variográfico seria aquele com o qual é possível obter a menor variância e o maior alcance, nessa ordem de importância. Os variogramas escolhidos para a variável MB_TT, com o critério de menor variância e maior alcance, constam nas figuras (26, 27, 28, 29, 30, 31, 32 e 33) correspondentes aos 13 sub-blocos derivados da fragmentação do modelo geométrico.

Devido à pequena quantidade de pares gerados, o variograma de eixo médio do bloco 8 não apresenta robustez para considerá-lo válido. Este bloco também apresenta um alto efeito de pepita para o eixo menor (figura 31). Assim, optou-se pela união dos blocos 7 e 8 para formar um novo bloco, denominado bloco 11, com o qual foi possível construir variogramas robustos (figura 33).

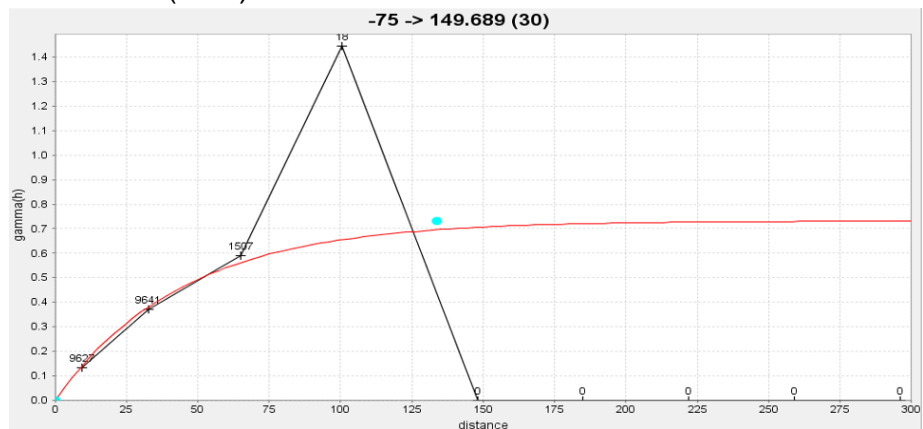
Obtidos os modelos variográficos para as três direções principais de variografia, obteve-se os parâmetros variográficos para a construção dos elipsóides de anisotropia de cada um dos 9 grandes sub-blocos do modelo geométrico, onde os eixos dos elipsóides de anisotropia correspondem às direções de maior, média e menor continuidade da variável MB_TT (tabela 1 e 2).



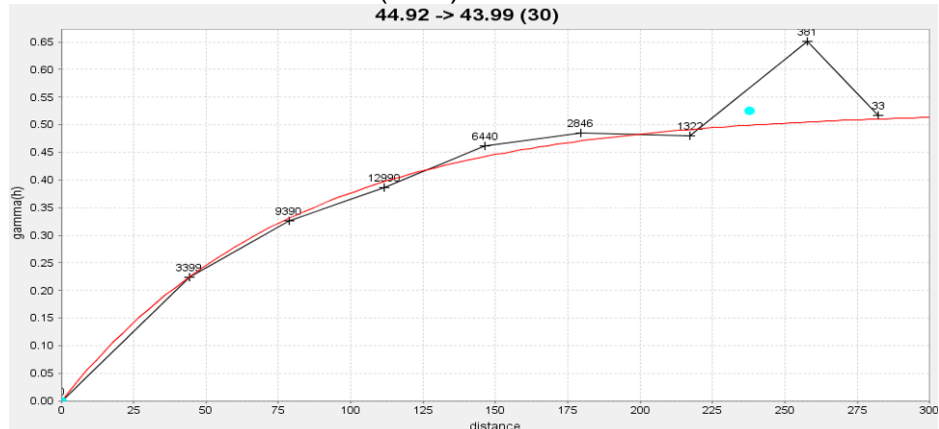
Eixo maior (fibra) – bloco 1



eixo médio (fibra) – bloco 1

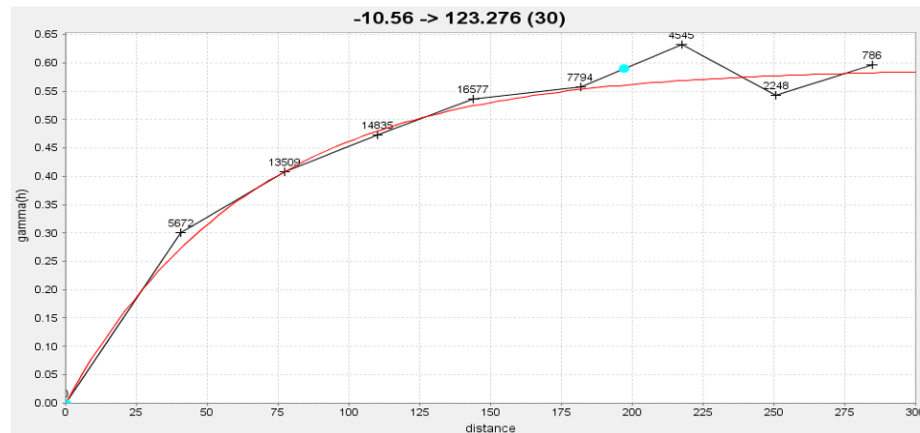


Eixo menor (fibra) – bloco 1

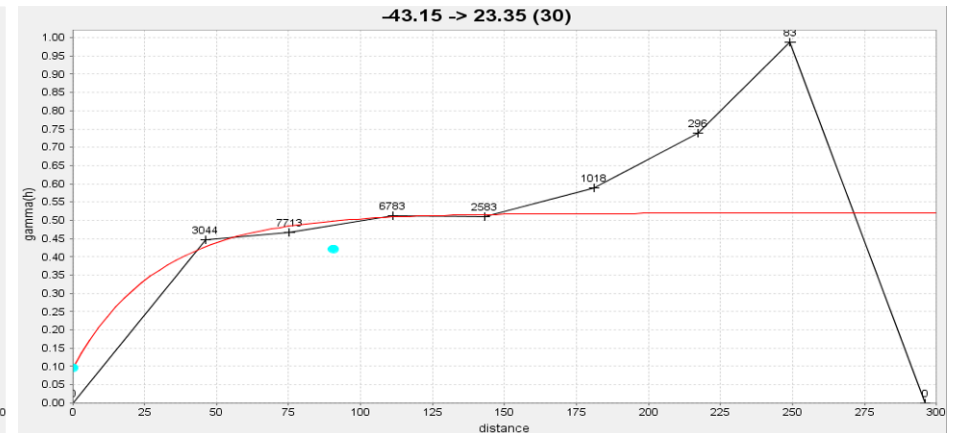


eixo maior (fibra) – bloco 2

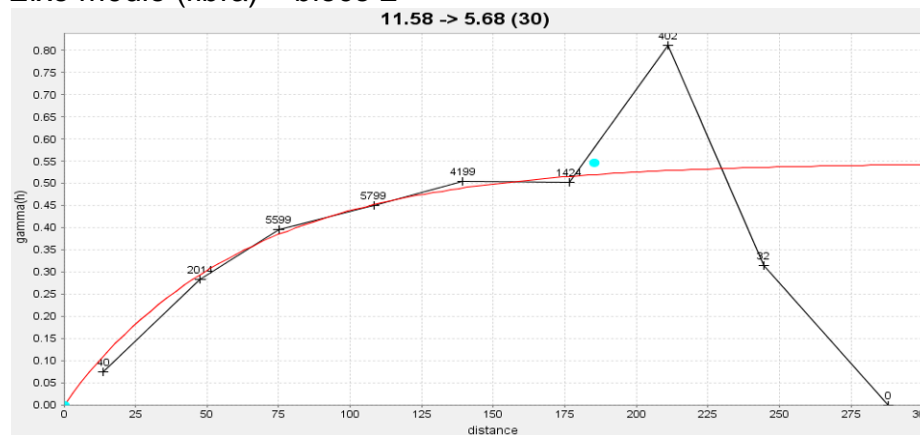
Figura 26. Variogramas nos eixos maior, média e menor da variável MB_TT para os blocos 1 e 2.



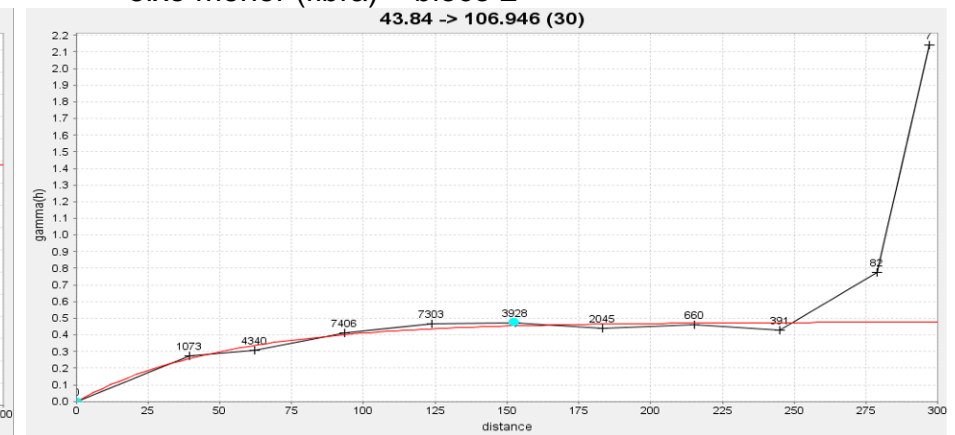
Eixo médio (fibra) – bloco 2



eixo menor (fibra) – bloco 2



Eixo maior (fibra) – bloco 3



eixo médio (fibra) – bloco 3

Figura 27. Variogramas nos eixos maior, média e menor da variável MB_TT para os blocos 2 e 3.

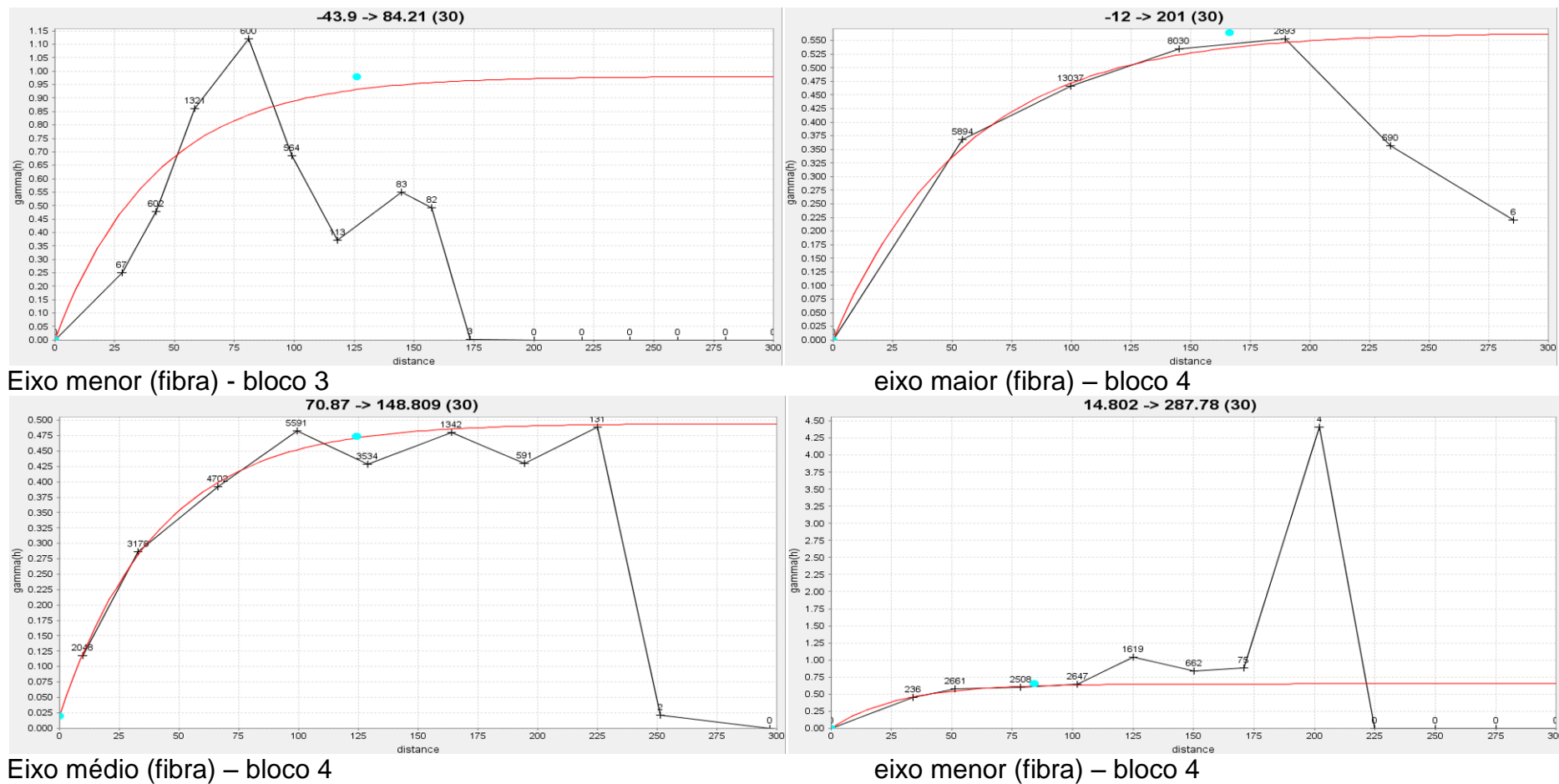
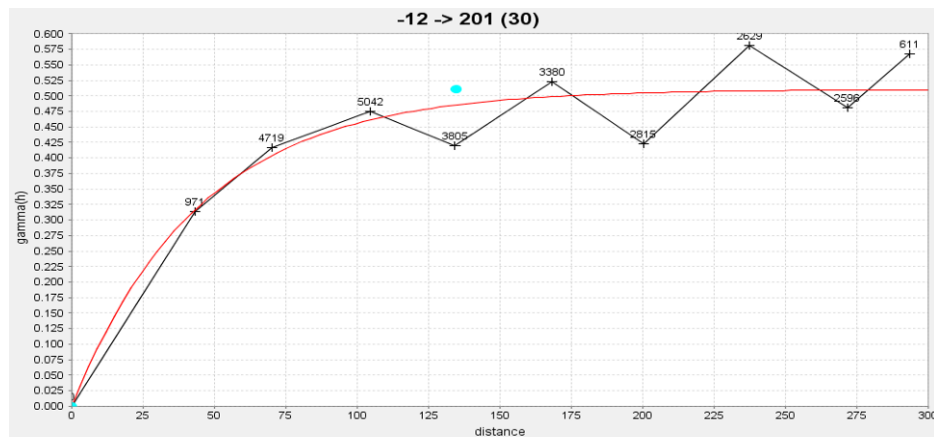
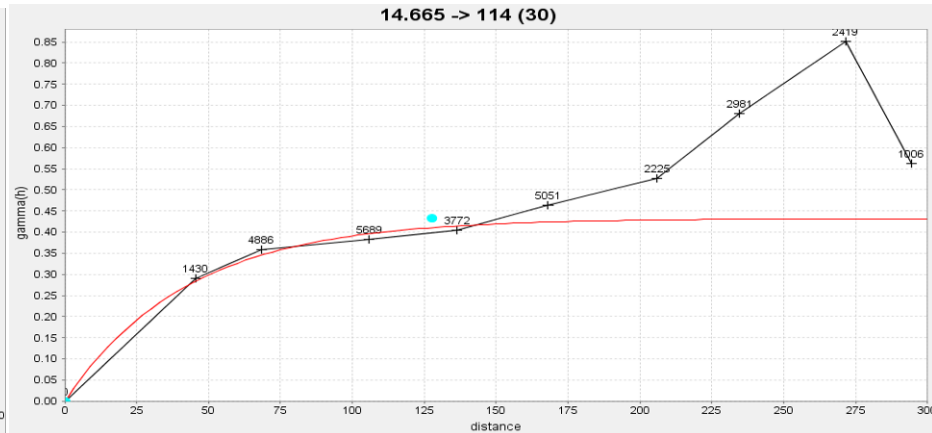


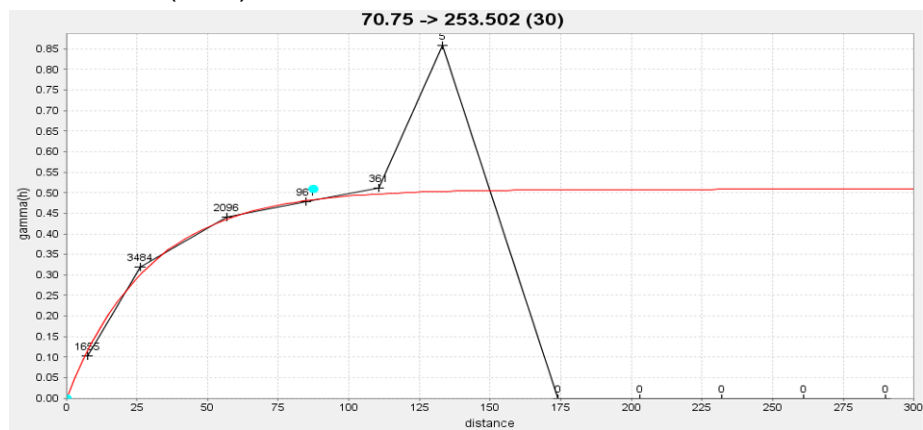
Figura 28. Variogramas nos eixos maior, média e menor da variável MB_TT para o bloco 4.



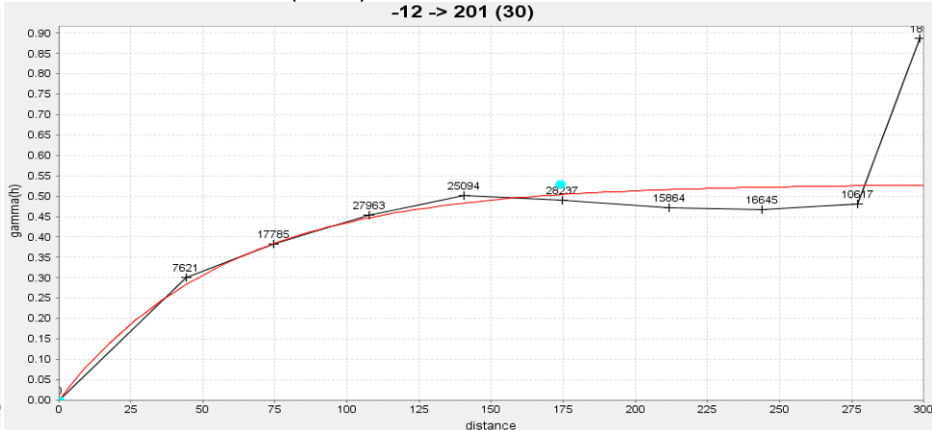
Eixo maior (fibra) – bloco 5



eixo médio (fibra) – bloco 5

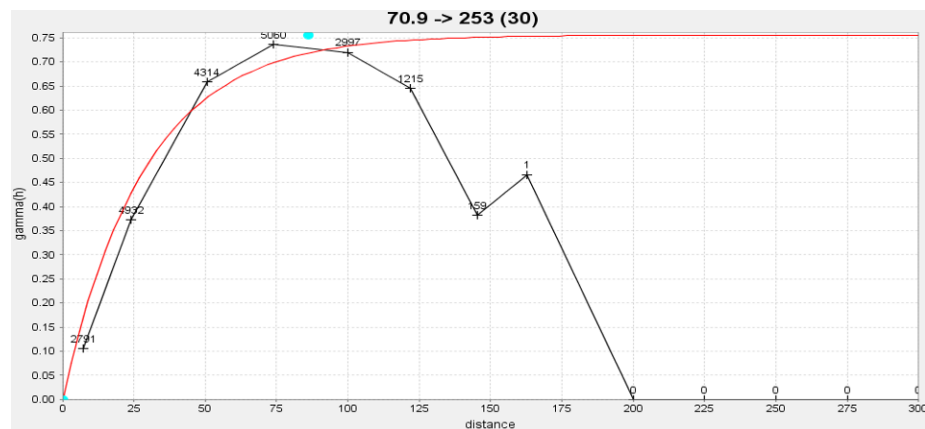


Eixo menor (fibra) – bloco 5

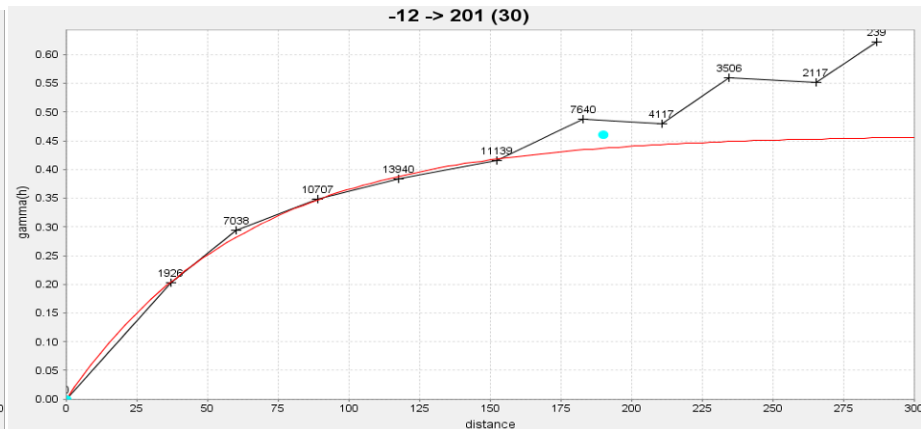


eixo maior (fibra) – bloco 6

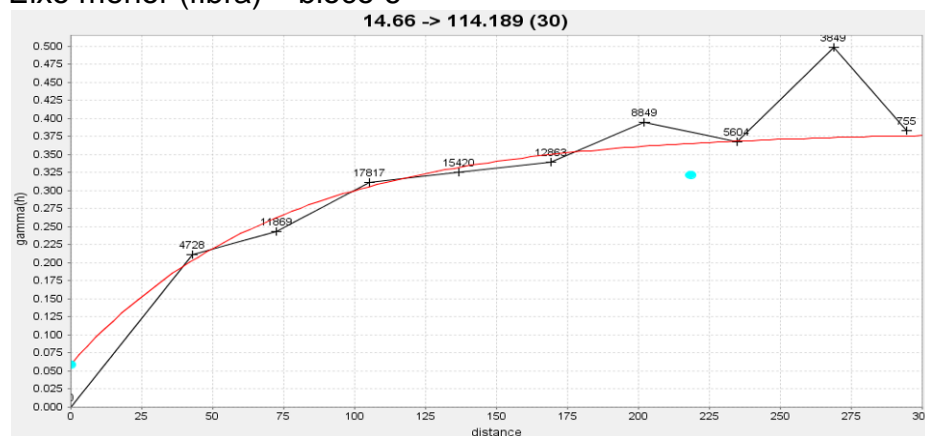
Figura 29. Variogramas nos eixos maior, média e menor da variável MB_TT para o bloco 5.



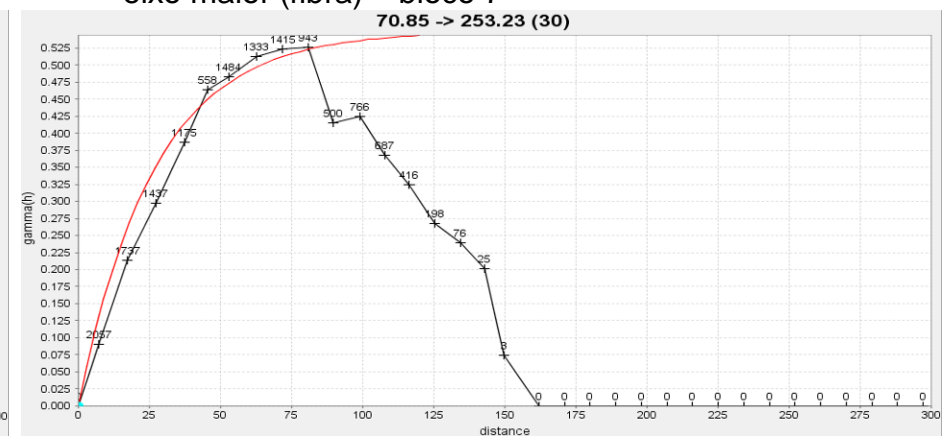
Eixo menor (fibra) – bloco 6



eixo maior (fibra) – bloco 7

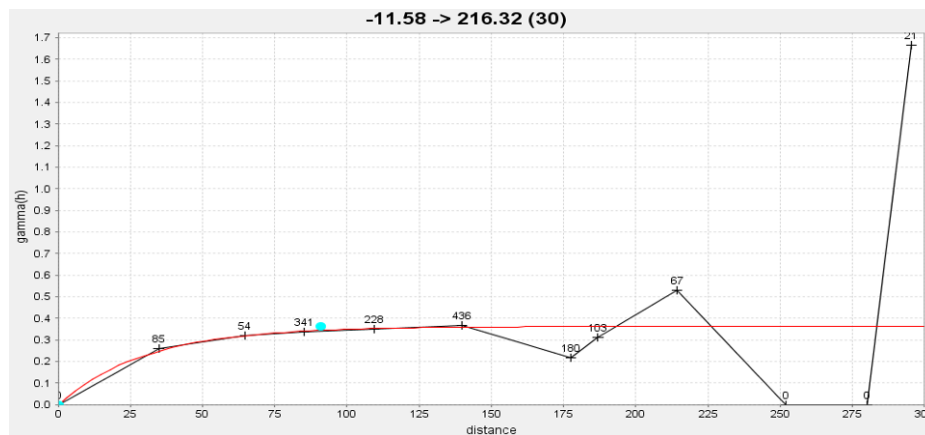


Eixo médio (fibra) – bloco 7

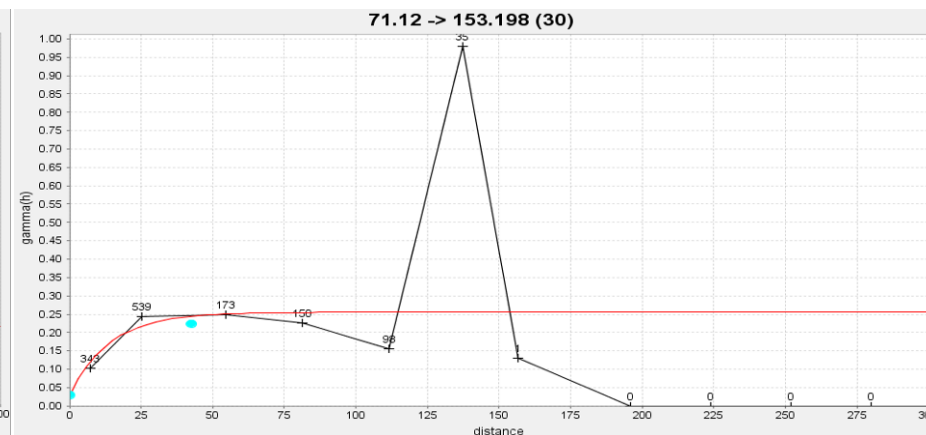


eixo menor (fibra) – bloco 7

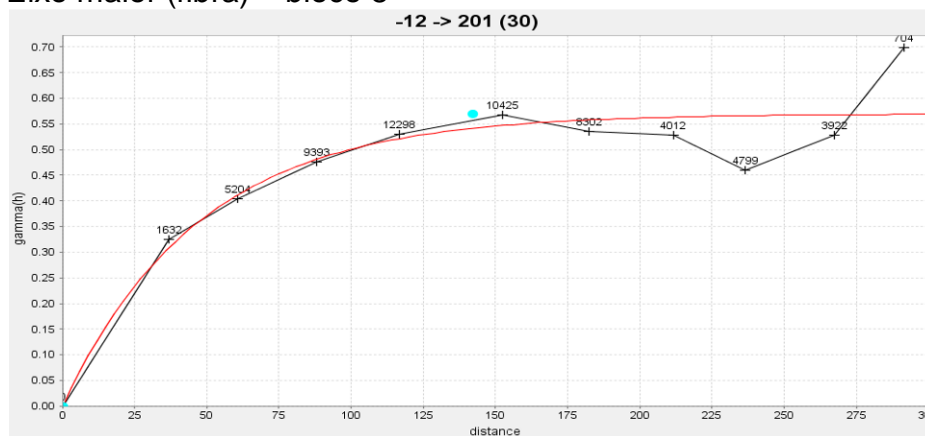
Figura 30. Variogramas nos eixos maior, média e menor da variável MB_TT para o bloco 7.



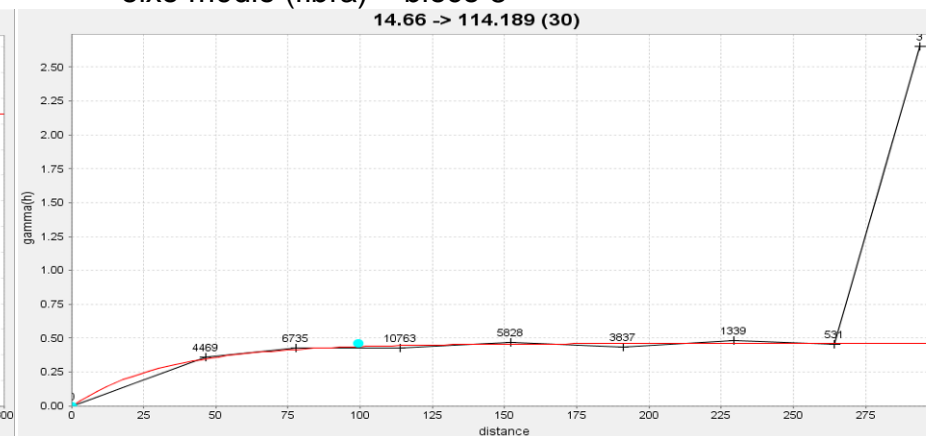
Eixo maior (fibra) – bloco 8



eixo médio (fibra) – bloco 8



Eixo maior (fibra) – bloco 9



eixo médio (fibra) – bloco 9

Figura 31. Variogramas nos eixos maior, média e menor da variável MB_TT para os blocos 8 e 9.

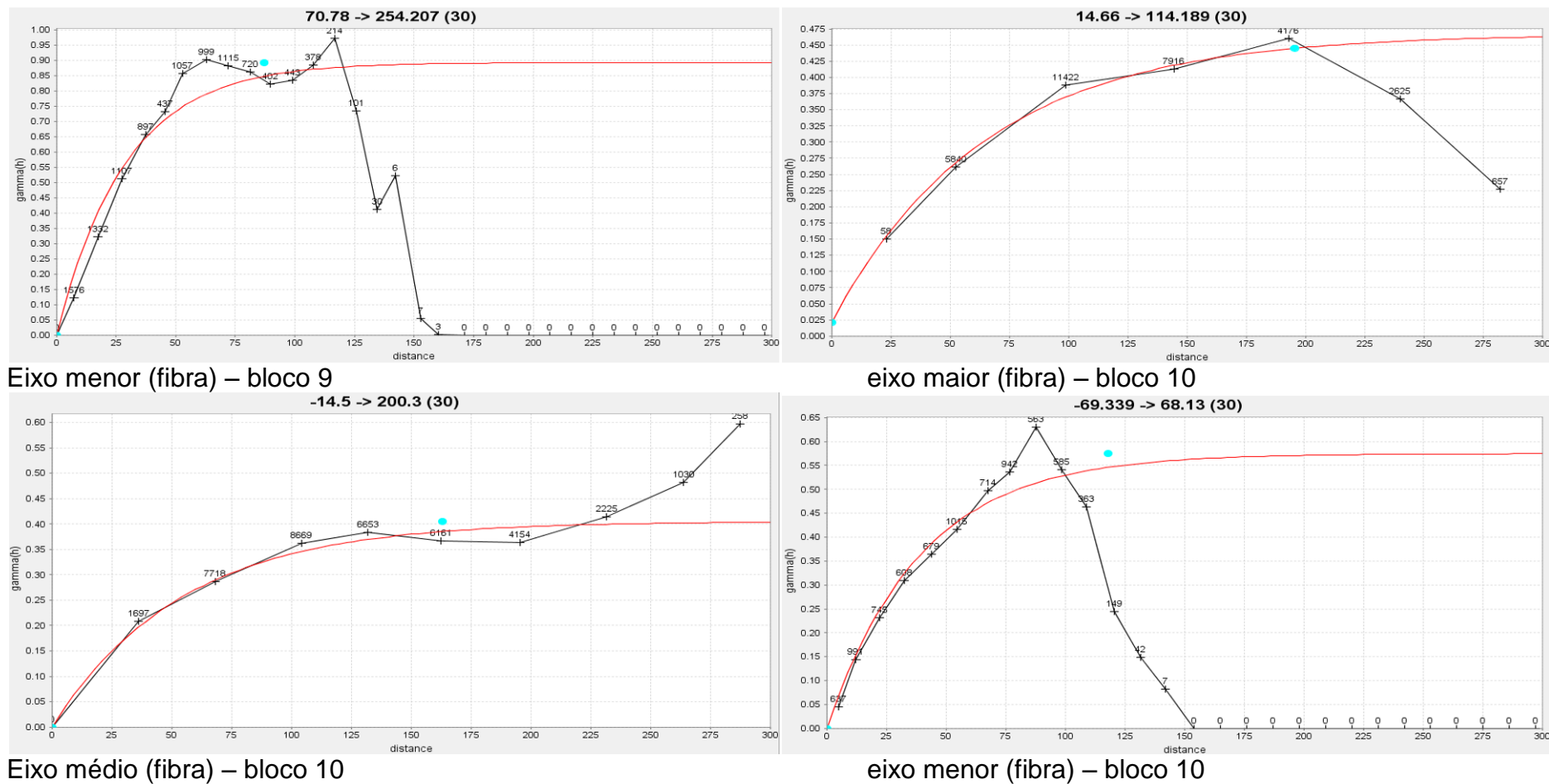
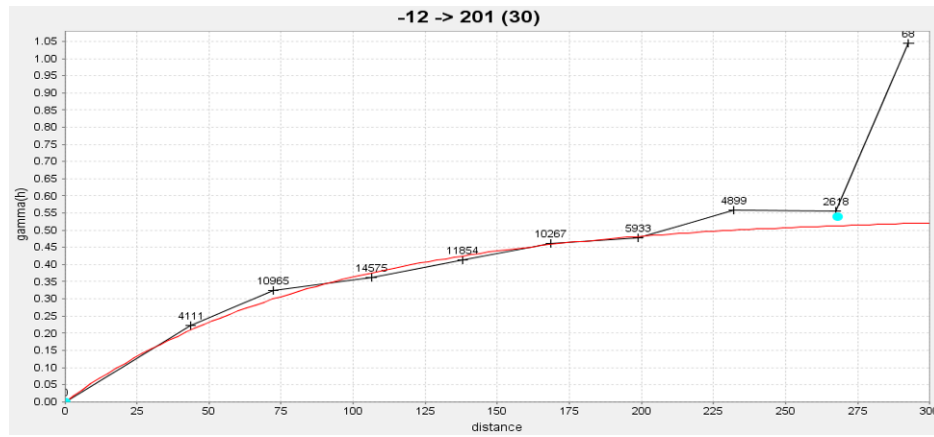
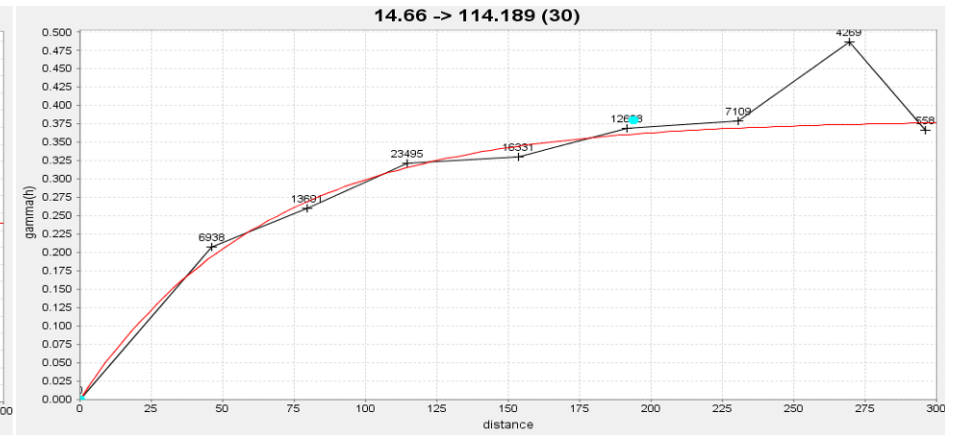


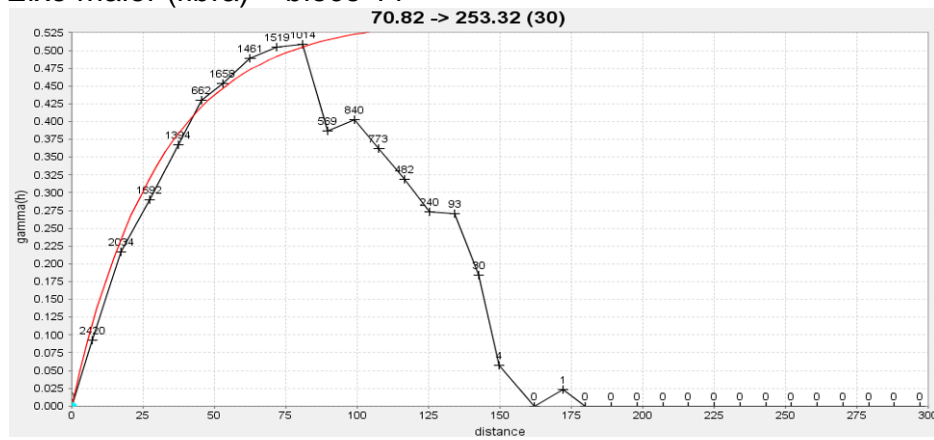
Figura 32. Variogramas nos eixos maior, média e menor da variável MB_TT para o bloco 10.



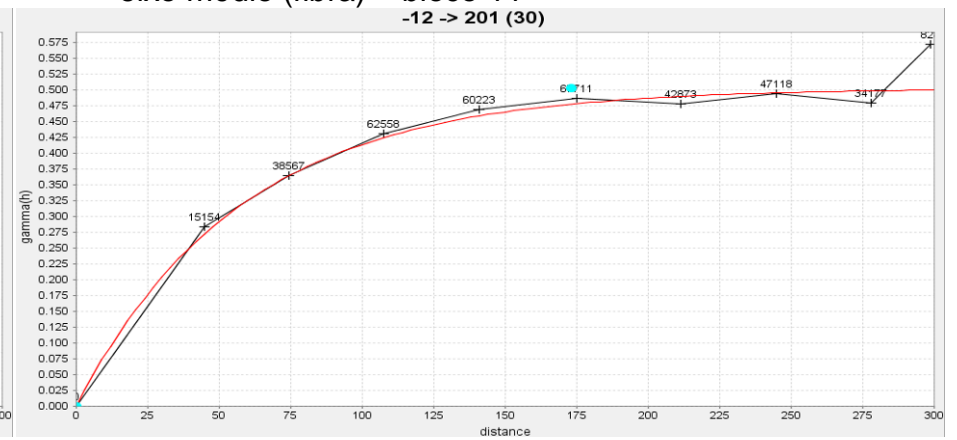
Eixo maior (fibra) – bloco 11



eixo médio (fibra) – bloco 11

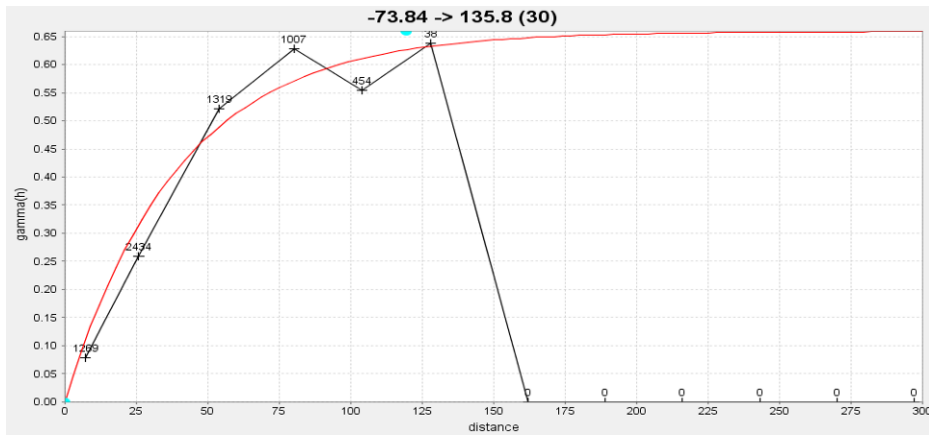


Eixo menor (fibra) – bloco 11



eixo maior (fibra) – bloco 12

Figura 33. Variogramas nos eixos maior, média e menor da variável MB_TT para o bloco 11.



Eixo maior (fibra) – bloco 13

Figura 35. Variograma no eixo menor da variável MB_TT para o bloco 13.

Tabela 1. Parâmetros variográficos dos blocos 1, 2, 3, 4, 5 e 6. E/Em corresponde a relação eixo maio/eixo médio e EMn a relação eixo maior/ eixo menor

Bloco_1															
Variograma	dip	dip direction	Co	C1	A1	obs	lag	E/Em	E/Emn	elipsoide			direction	plunge	dip
1	0	60	0	0,65	220,233	eixo_maior	37			Y	X	Z	59,6895	0	14,5813
2	15	149,689	0	0,55	192,279	eixo_medio	44	1,15	1,44	50496.27	10.946.571	400.756			
3	-75,41	149,69	0	0,73	133,607	eixo_menor	12								
bloco_2															
Variograma	dip	dip direction	Co	C1	A1	obs	lag	E/Em	E/Emn	elipsoide			direction	plunge	dip
1	44,92	43,99	0	0,52	237,654	eixo_maior	37			Y	X	Z	43,99	44,92	-14,88
2	-10,56	123,276	0	0,59	196,985	eixo_medio	36	1,21	2,63	50.376.217	10469.02	284.979			
3	-43,15	23,35	0,097	0,442	90,461	eixo_menor	37								
bloco_3															
Variograma	dip	dip direction	Co	C1	A1	obs	lag	E/Em	E/Emn	elipsoide			direction	plunge	dip
1	11,58	5,68	0	0,547	185,29	eixo_maior	36			Y	X	Z	5,68	11,58	44,92
2	43,84	106,946	0	0,478	152,256	eixo_medio	31	1,22	1,47	49887.46	10.663.973	226.311			
3	-43,9	84,21	0	0,98	126,049	eixo_menor	20								
bloco_4															
Variograma	dip	dip direction	Co	C1	A1	obs	lag	E/Em	E/Emn	elipsoide			direction	plunge	dip
1	-12	201	0	0,56	166,372	eixo_maior	50			Y	X	Z	201	-12	-74,85
2	70,87	148,809	0,02	0,47	124,232	eixo_medio	33	1,34	1,98	49.860.889	10.658.053	295.396			
3	14,802	287,78	0	0,65	84,028	eixo_menor	25								
bloco_5															
Variograma	dip	dip direction	Co	C1	A1	obs	lag	E/Em	E/Emn	elipsoide			direction	plunge	dip
1	-12	201	0	0,51	131,33	eixo_maior	34			Y	X	Z	201	-12	-15,16
2	14,6648	114	0	0,43	127,723	eixo_medio	34	1,03	1,50	49.865.717	11.021.356	345.927			
3	70,75	253,502	0	0,508	87,516	eixo_menor	29								
bloco_6															
Variograma	dip	dip direction	Co	C1	A1	obs	lag	E/Em	E/Emn	elipsoide			direction	plunge	dip
1	-12	201	0	0,53	174	eixo_maior	35			Y	X	Z	201	14,66	70,9
2	14,66	114,189	0	0,44	114,541	eixo_medio	36	1,52	1,97	49.124.623	11.087.279	320.418			
3	70,9	253	0	0,76	88,43	eixo_menor	25								

Tabela 2. Parâmetros variográficos dos blocos 7, 8, 9, 10, 11, 12 e 13. E/Em corresponde a relação eixo maio/eixo médio e EMn a relação eixo maior/ eixo menor.

bloco_7															
Variograma	dip	dip direction	Co	C1	A1	obs	lag	E/Em	E/Emn	elipsoide			direction	plunge	dip
1	-12	201	0	0,46	190	eixo_maior	30			Y	X	Z	201	14,66	70,85
2	14,66	114,189	0,059	0,32	218,302	eixo_medio	34	0,87	2,36	49.059.628	11.088.103	318.69			
3	70,85	253,23	0	0,55	80,4	eixo_menor	9								
bloco_8															
Variograma	dip	dip direction	Co	C1	A1	obs	lag	E/Em	E/Emn	elipsoide			direction	plunge	dip
1	-11,58	216,32	0	0,36	90,9	eixo_maior	28			Y	X	Z	216,32	71,12	0
2	71,12	153,198	0,03	0,224	42,491	eixo_medio	28	2,14	#DIV/0!						
3			0			eixo_menor									
bloco_9															
Variograma	dip	dip direction	Co	C1	A1	obs	lag	E/Em	E/Emn	elipsoide			direction	plunge	dip
1	-12	201	0	0,57	142,142	eixo_maior	30			Y	X	Z	201	-12	-15,53
2	14,66	114,189	0	0,46	99,311	eixo_medio	39	1,43	1,56	49.121.063	10.411.702	265.159			
3	70,78	254,207	0	0,9	91,4	eixo_menor	9								
bloco_10															
Variograma	dip	dip direction	Co	C1	A1	obs	lag	E/Em	E/Emn	elipsoide			direction	plunge	dip
1	14,6648	114,189	0,021	0,44	195,271	eixo_maior	49			Y	X	Z	114,189	-14,5	-69,339
2	-14,5	200,3	0	0,4	162,963	eixo_medio	33	1,20	1,66	49.059.628	11.088.103	318.69			
3	-69,339	68,13	0	0,57	117,835	eixo_menor	11								
bloco_11															
Variograma	dip	dip direction	Co	C1	A1	obs	lag	E/Em	E/Emn	elipsoide			direction	plunge	dip
1	-12	201	0	0,54	267,958	eixo_maior	34			Y	X	Z	201	14,66	70,82
2	14,66	114,189	0	0,38	193,878	eixo_medio	39	1,38	2,90	48.698.823	10.904.615	328.339			
3	70,82	253,32	0	0,54	92,363	eixo_menor	9								
bloco_12															
Variograma	dip	dip direction	Co	C1	A1	obs	lag	E/Em	E/Emn	elipsoide			direction	plunge	dip
1	-12	201	0	0,5	173,174	eixo_maior	35			Y	X	Z	201	-12	-15
2	14,66	114,189	0,07	0,35	146,938	eixo_medio	34	1,18	1,72	49055.7	11.082.462	319.169			
3	70,82	253,32	0	0,66	100,603	eixo_menor	11								
bloco_13															
Variograma	dip	dip direction	Co	C1	A1	obs	lag	E/Em	E/Emn	elipsoide			direction	plunge	dip
1	5,76	66,18	0	0,55	213,382	eixo_maior	48			Y	X	Z	66,18	5,76	15,121
2	14,92	157,72	0	0,44	179,14	eixo_medio	39	1,19	1,69	50.769.013	10.968.472	349.274			
3	-73,84	135,8	0	0,69	126,449	eixo_menor	27								

4.7.2 Estudo cinemático comparativo

Como resultado do estudo variográfico realizado com a variável teor total de crisotila nas três direções de anisotropia variográfica, foram construídos 9 elipsóides de anisotropia, um para cada sub-bloco do modelo geométrico. Esses elipsóides foram orientados e posicionados no espaço para poderem ser comparados (figura 36).

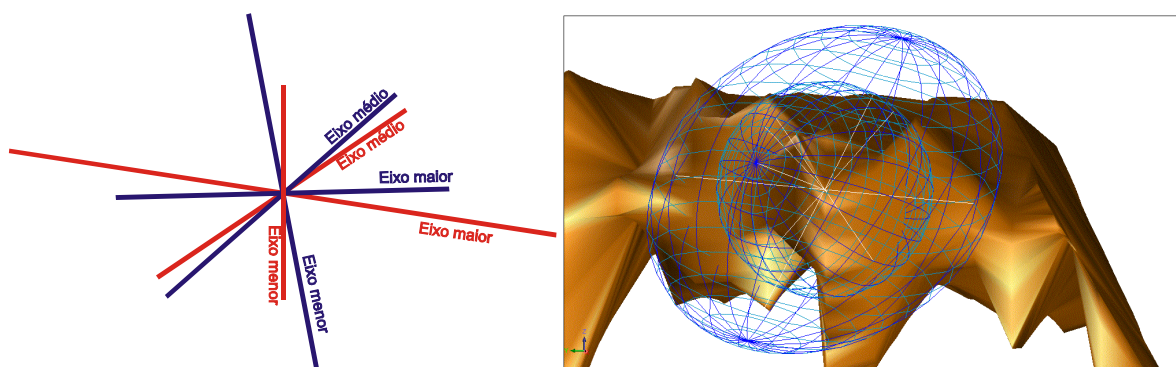


Figura 36. Estudo comparativo dos elipsóides de anisotropia. A) relação espacial entre os eixos variográficos dos elipsóides. B) Relação espacial entre os elipsóides de anisotropia, para o bloco 2.

Para entender a movimentação dos blocos com base nos elipsóides de anisotropia, utilizou-se dois critérios:

- (a) O primeiro considera a existência de rotação entre os blocos. Neste caso os eixos dos elipsóides não devem coincidir, pois a movimentação cinemática causada pelas falhas mudaria a direção dos eixos dos elipsóides de blocos rotacionados, o que truncaria a continuidade da variável teor total de crisotila.
- (b) No segundo critério, caso os eixos dos elipsóides de anisotropia tenham a mesma orientação, pode-se admitir que a falha pode ter deslocado o bloco mas não causou mudanças nas direções de anisotropia, ou sua movimentação foi tão tênue que deslocou, mas não modificou as atitudes do bloco.

Blocos cujos elipsóides possuem a mesma orientação espacial foram considerados não rotacionados e agrupados, o que reduziu o número de sub-blocos ou “objetos” de 9 para 6, correspondentes a 6 diferentes direções de continuidade do teor acumulado de crisotila em cada bloco (figura 37).

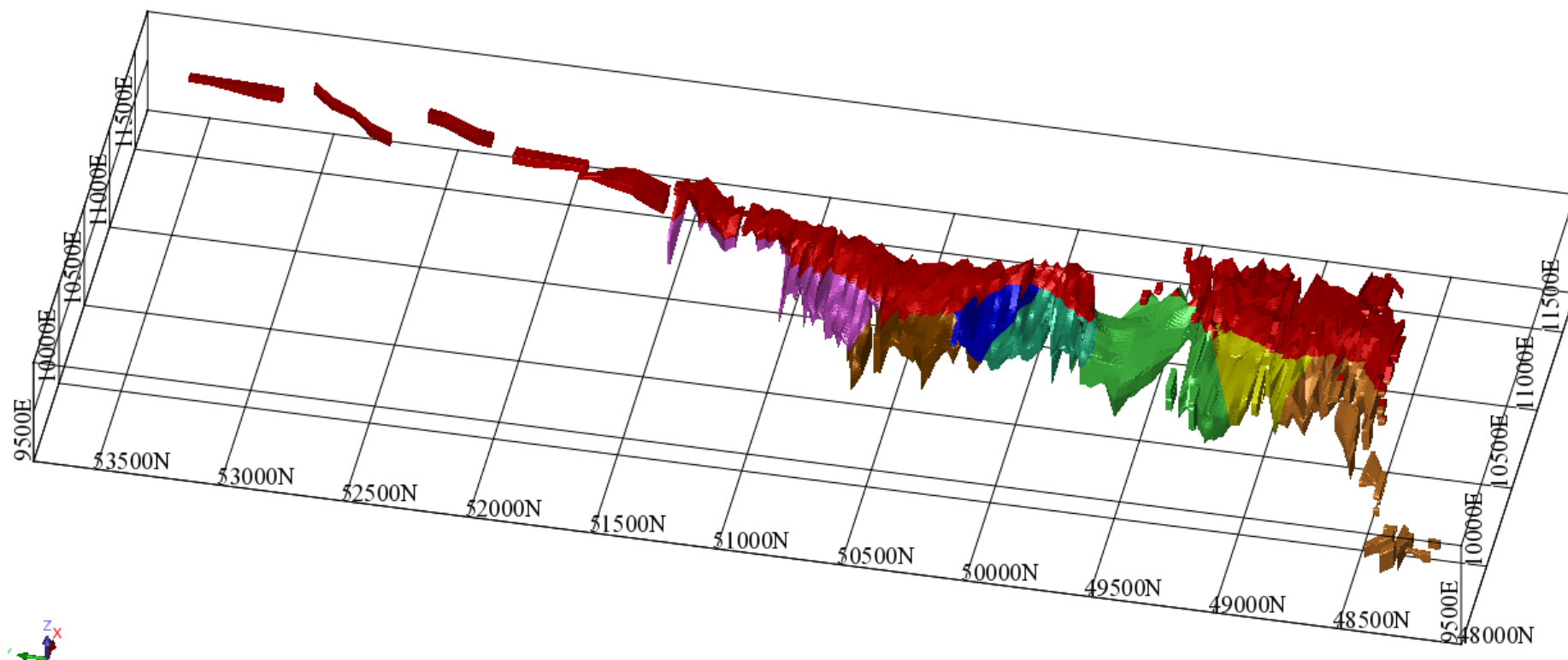


Figura 37. Divisão do modelo geométrico em 6 grandes sub-blocos, representados por cores diferentes. O elipsóide de anisotropia variográfica de cada sub-bloco tem uma orientação espacial diferente, mas no interior de cada sub-bloco a variável teor total de crisotila varia sempre do mesmo modo.

4.8 Seleção de variogramas para a krigagem

Para a cubagem do depósito, foram escolhidos os variogramas construídos com as variáveis “acumulação de fibra” nas peneiras 7, 14, 25, 50 e 200 mesh. Essa medida foi adotada pelo fato da variável MB_TT não ser aceita para a função SCRIPT nem para o cálculo da função benefício. Mas para manter a fragmentação do modelo geométrico em 6 grandes sub-blocos, as variáveis Mb_TT e Tntt devem ser correlacionáveis (figura 38). Para avaliar a correlação entre essas variáveis foi utilizado o coeficiente de correlação de Pearson, calculado pela formula:

$$\rho = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} = \frac{\text{cov}(X, Y)}{\sqrt{\text{var}(X) \cdot \text{var}(Y)}}$$

Onde x_1, x_2, \dots, x_n e y_1, y_2, \dots, y_n são os valores medidos de ambas as variáveis.

Para

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n x_i \quad \text{e} \quad \bar{y} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n y_i$$

são as médias aritméticas de ambas as variáveis.

Este coeficiente ρ assume apenas valores entre -1 e 1, onde:

- -1 corresponde a uma correlação negativa;
- 1 corresponde a uma correlação positiva;

Para outros valores intermediários de ρ , interpreta-se:

- 0,70 para mais ou para menos indica uma forte correlação.
- 0,30 a 0,7 positivo ou negativo indicam correlação moderada.
- 0 a 0,30 indicam correlação fraca.

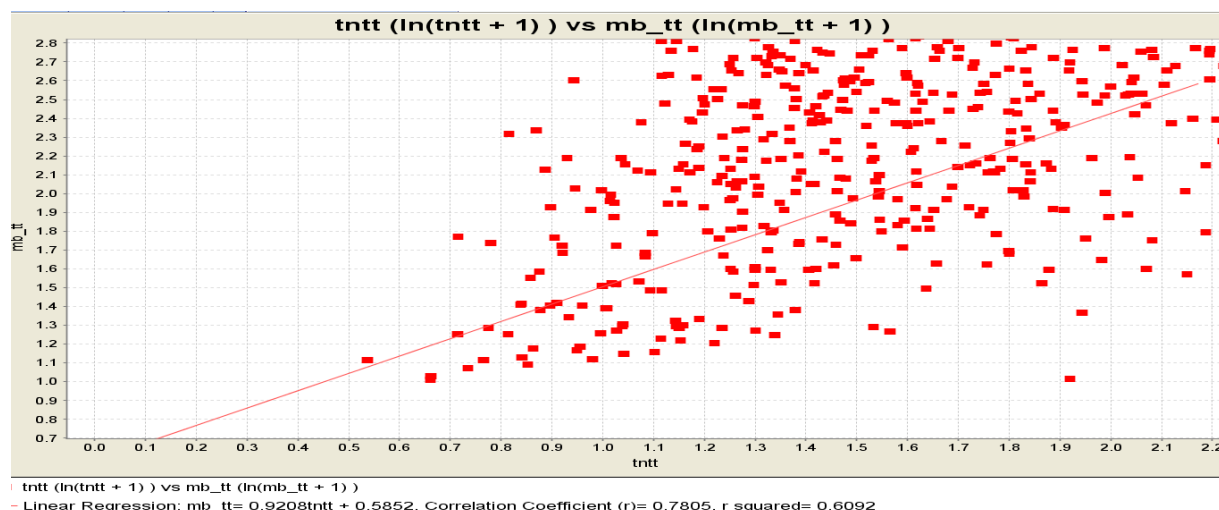


Figura 38. Correlação linear das variáveis MB_TT e TnTT, avaliada com o coeficiente de correlação de Pearson O valor de $r=0,78$ correspondente a uma forte correlação.

Para a cubagem do depósito ressalta-se que a utilização do modelo variográfico direcional com a geração de elipsóides de anisotropia é válido para o estudo cinemático das falhas que seccionam o modelo geométrico, visto que permite comparar as posições espaciais dos eixos dos elipsóides de anisotropia. Entretanto, os variogramas calculados e modelados não podem ser considerados confiáveis, pois:

- (a) As variâncias encontradas para os teores acumulados de crisotila nas Tns 7, 14 e tt são elevadas,
- (b) Possuem efeito pepita mais elevado que 1/3 de altura do patamar, o que os torna de difícil ajuste do modelo variográfico e pouco confiáveis (figuras 26, 27, 28 e 29).

Optou-se, então, por trabalhar com variogramas ominidirecionais para krigar cada sub-bloco que compõe o depósito (figura 37). Com o uso de variogramas ominidirecional, foram obtidos variogramas experimentais com pontos na vizinhança da origem gerados por grandes quantidades de pares e com baixas variâncias. Estes resultaram em modelos variográficos mais robustos que os modelos direcionais, mais representativos da distribuição dos teores de crisotila em cada sub-bloco (figuras 39 a 51).

Bloco 2

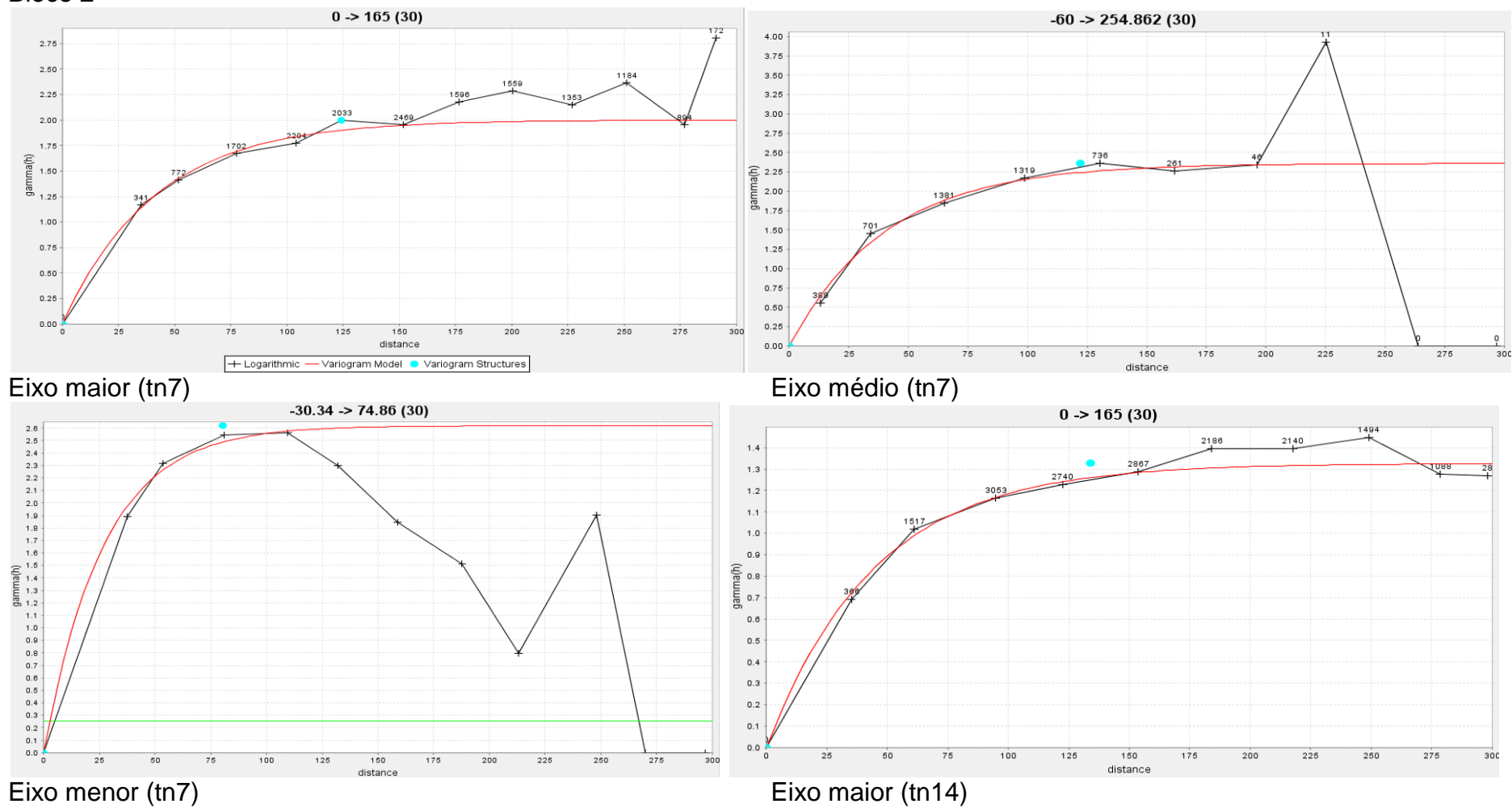
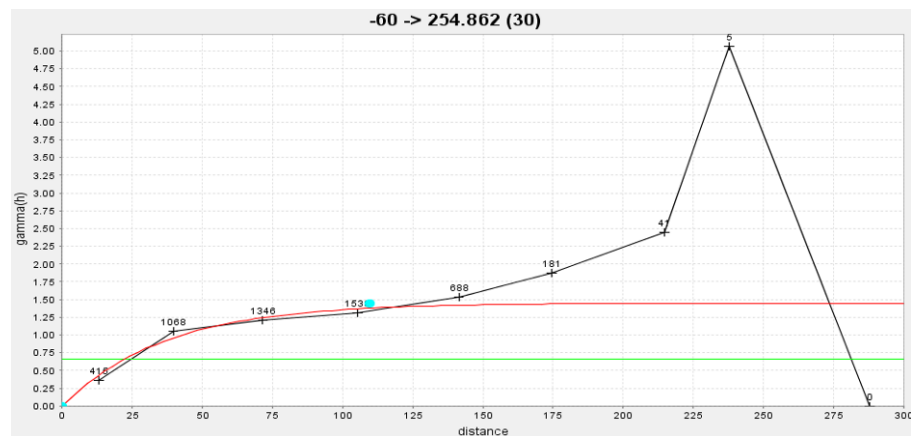
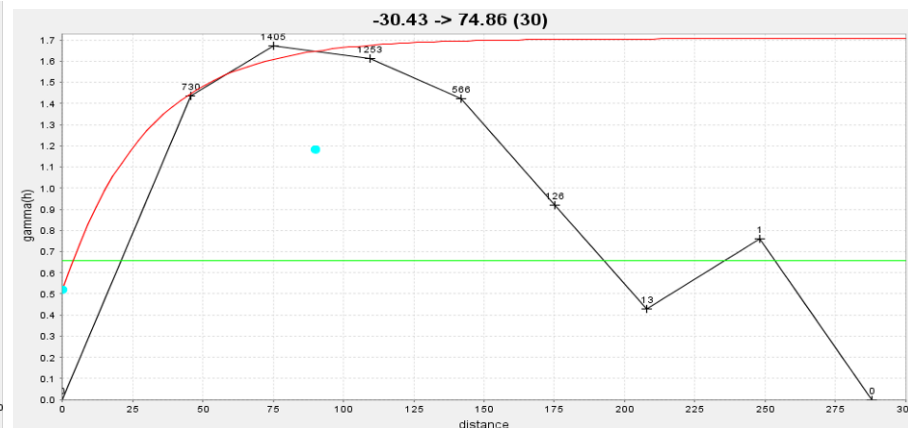


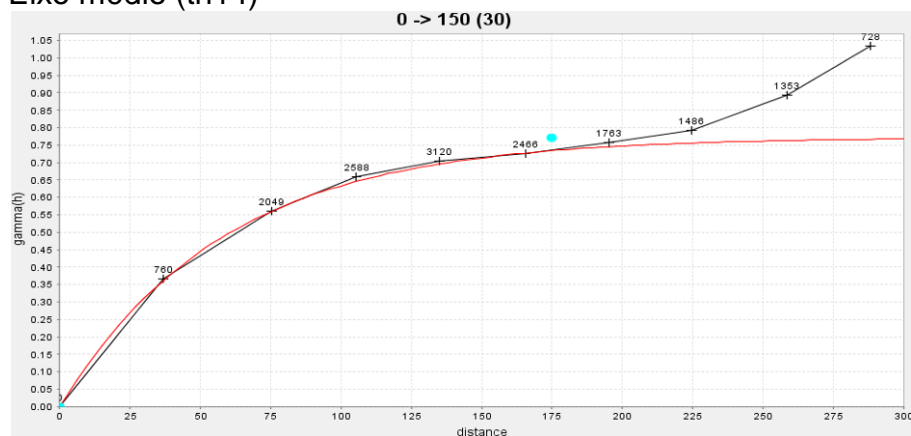
Figura 39. Variogramas nos eixos maior, médio e menor da variável Tn7 para o bloco 2.



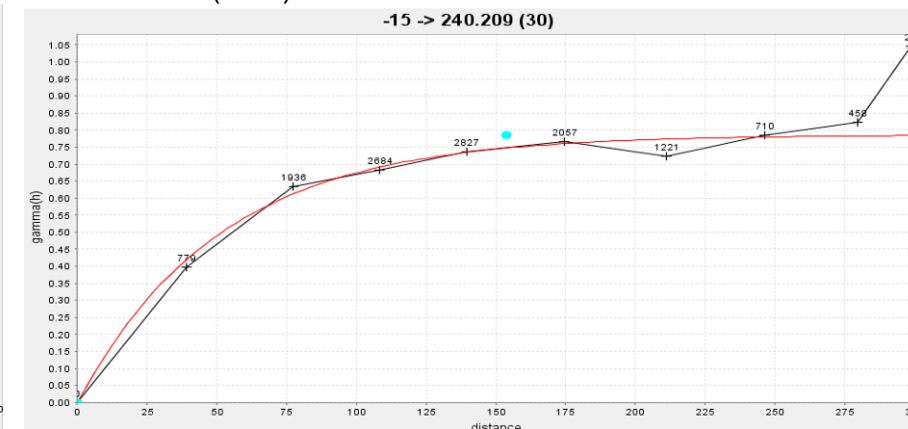
Eixo médio (tn14)



eixo menor (tn14)



Eixo maior (tn25)



eixo médio (tn25)

Figura 40. Variogramas nos eixos maior, médio e menor das variáveis Tn14 e Tn25 para o bloco 2.

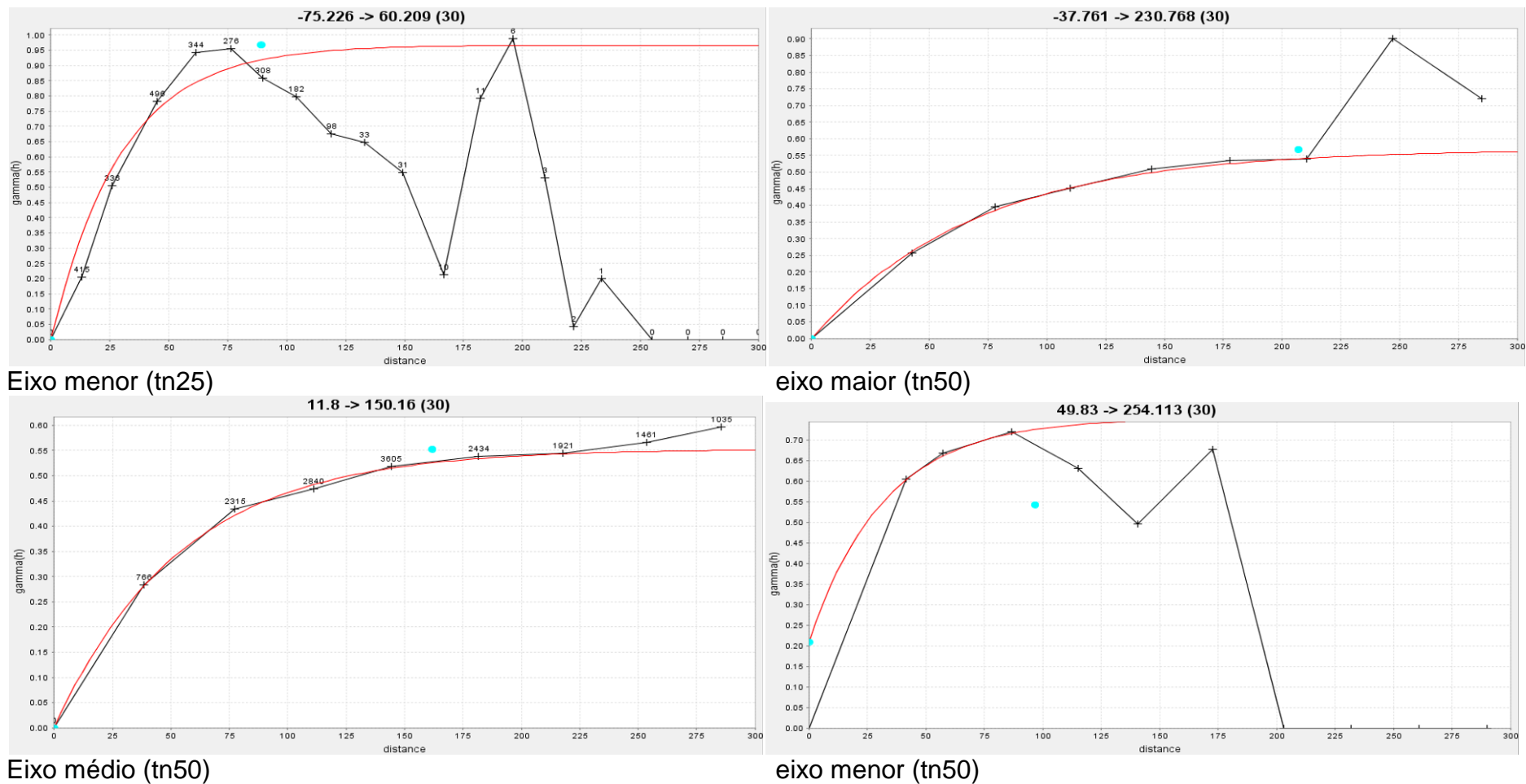
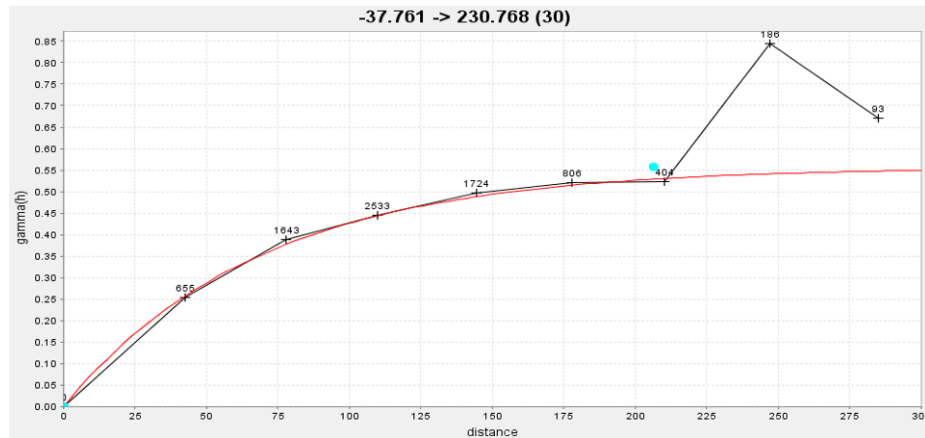
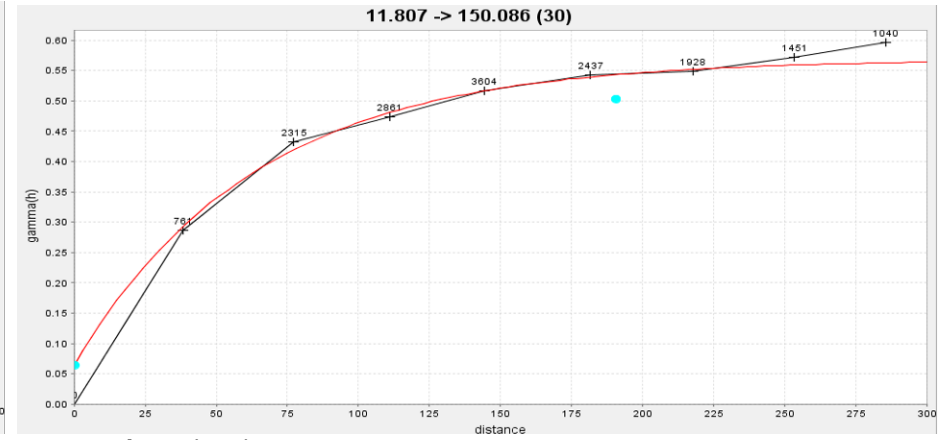


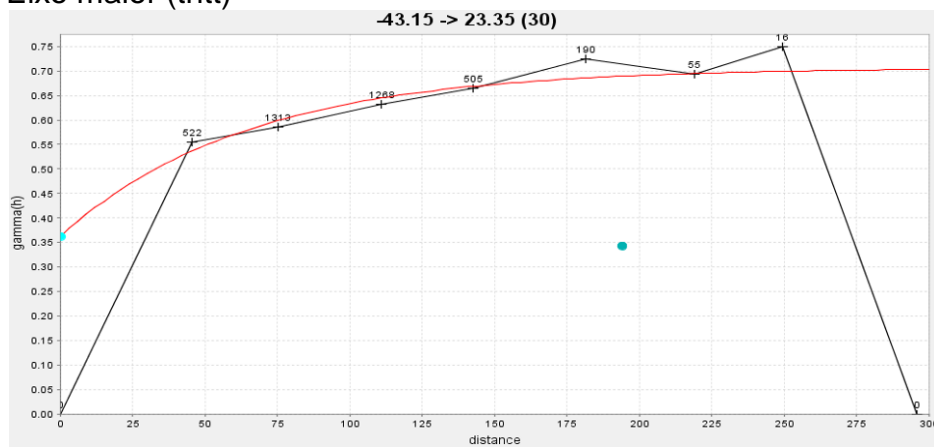
Figura 41. Variogramas nos eixos maior, médio e menor das variáveis Tn25 e Tn50 para o bloco 2.



Eixo maior (tntt)



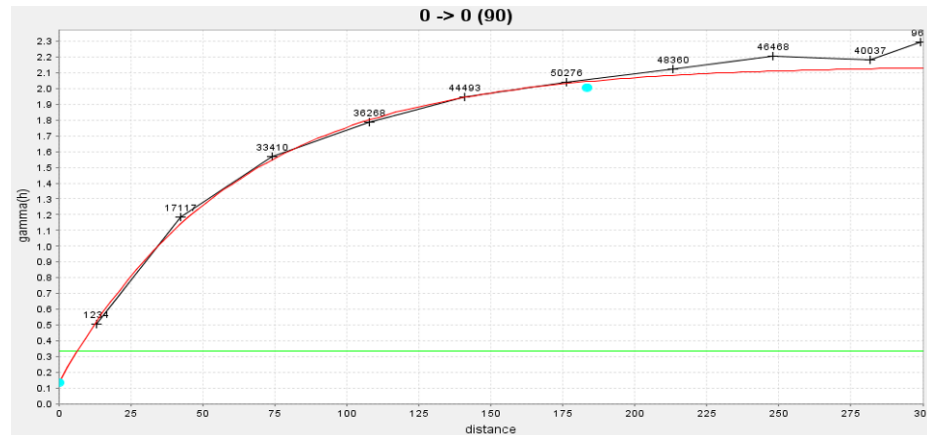
eixo médio (tntt)



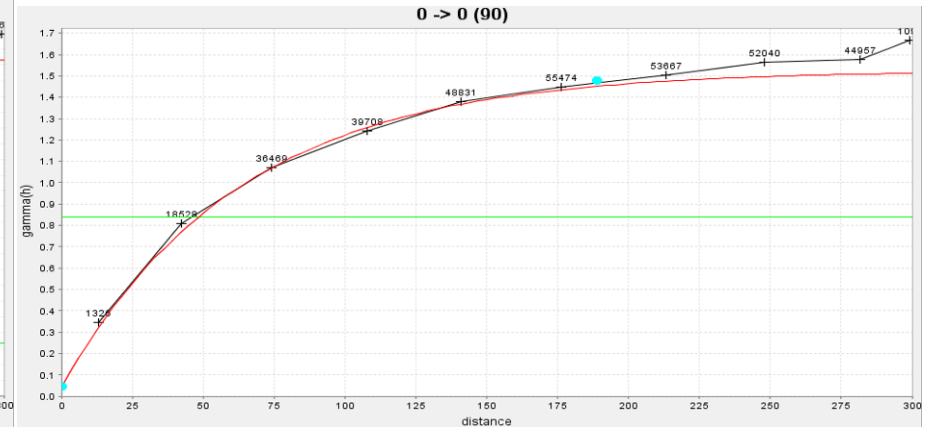
Eixo menor (tntt)

Figura 42. Variogramas nos eixos maior, médio e menor da variável Tntt para o bloco 2.

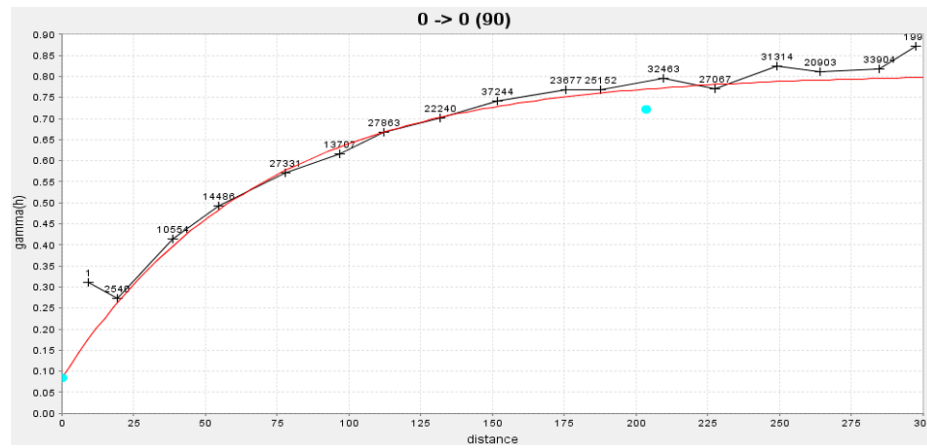
Modelos ominidirecionais



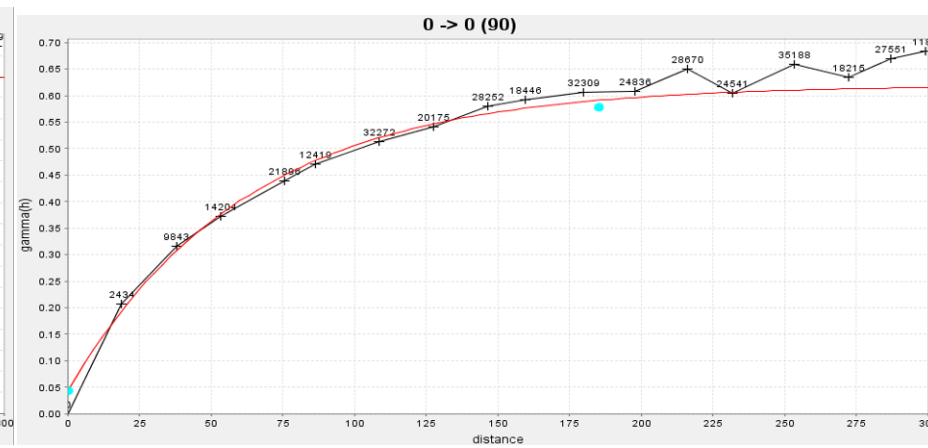
Bloco 1 – tn7



bloco 1 – tn14

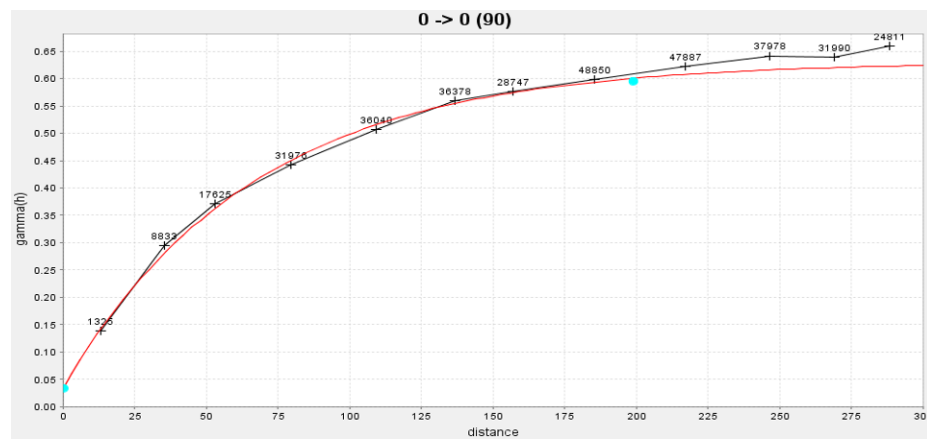


Bloco 1 – tn25

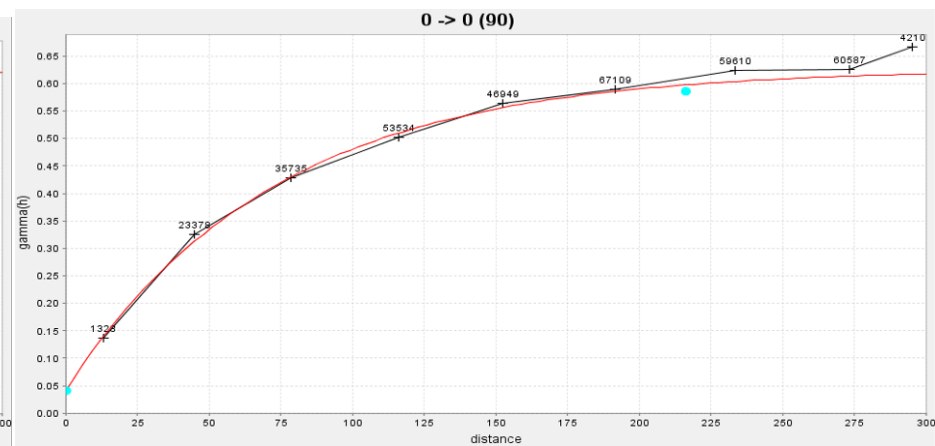


bloco 1 – tn50

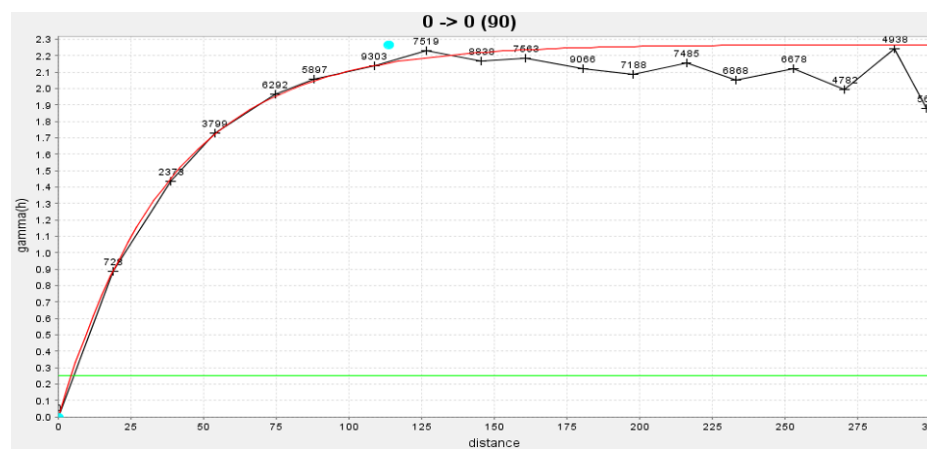
Figura 43. Variogramas ominidirecional das variáveis Tn7, Tn14, Tn25 e Tn50 para o bloco 1.



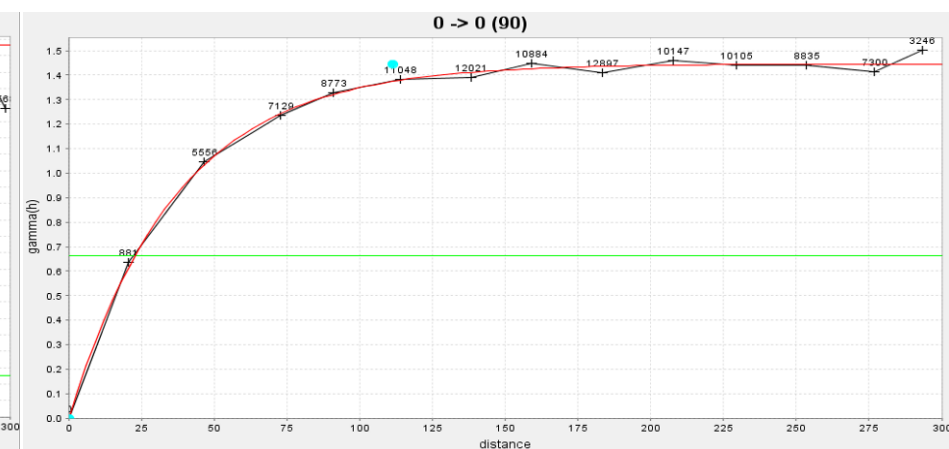
Bloco 1 – tn200



bloco 1 – tnnt

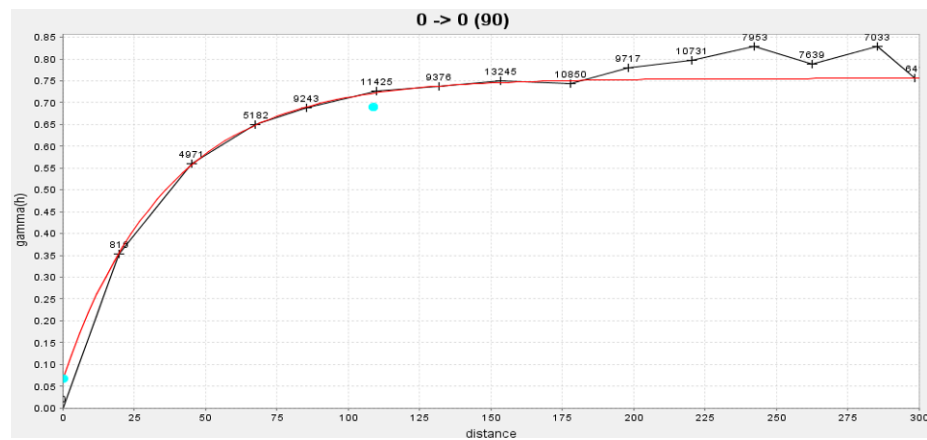


Bloco 2 – tn7

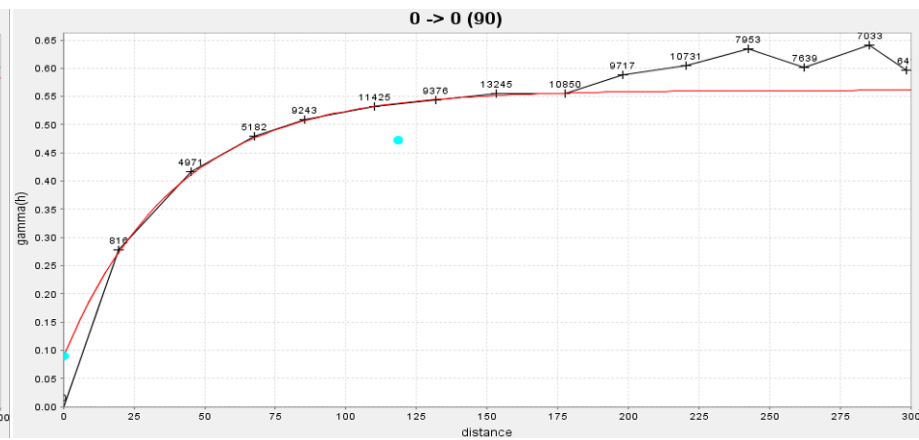


bloco 2 – tn14

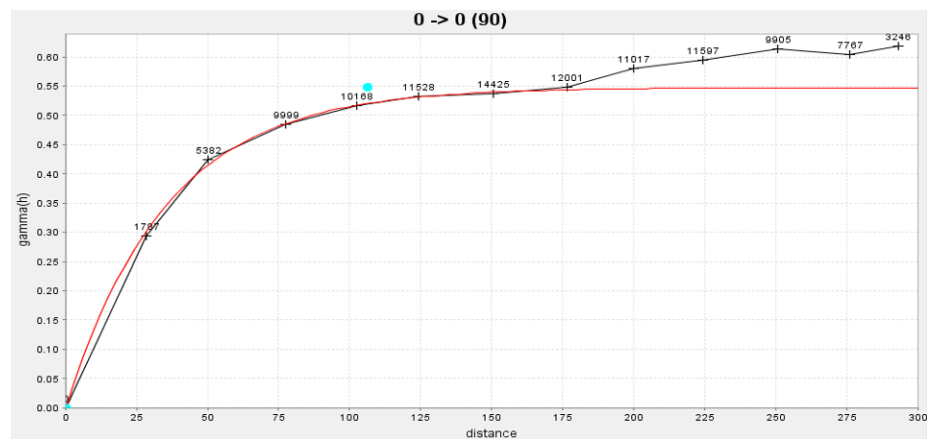
Figura 44. Variogramas ominidirecional das variáveis Tn200 e Tntt para o bloco 1, Tn7 e Tn14 para o bloco 2.



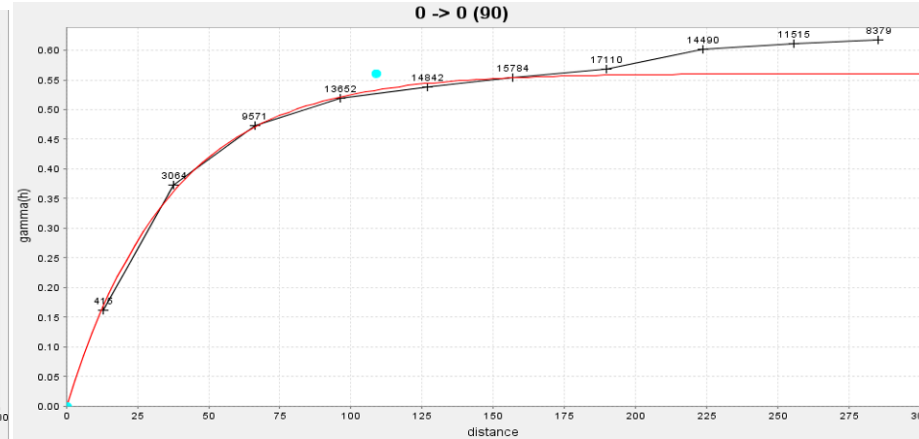
Bloco 2 – tn25



bloco 2 – tn50

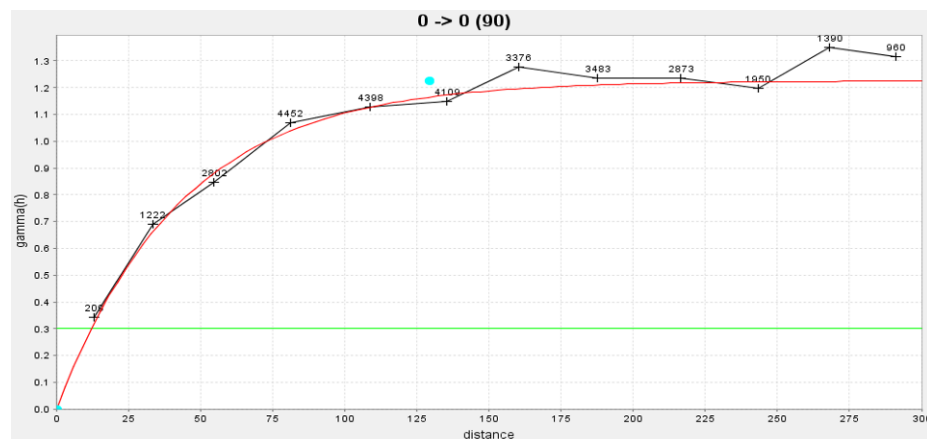


Bloco 2 – tn 200

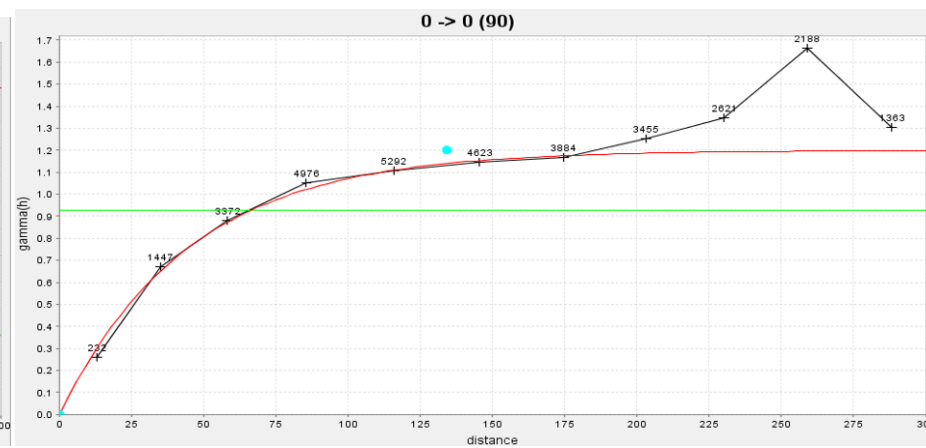


bloco 2 – tnnt

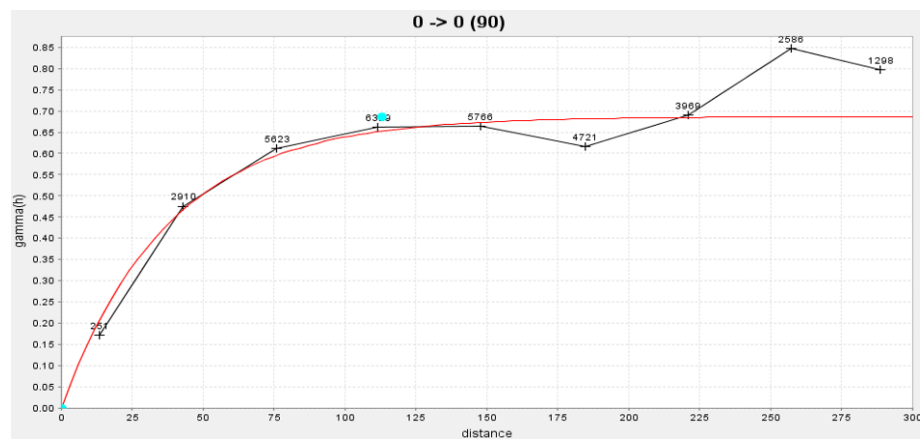
Figura 45. Variogramas omnidirecional das variáveis Tn25, Tn50, Tn200 e Tnnt para o bloco 2.



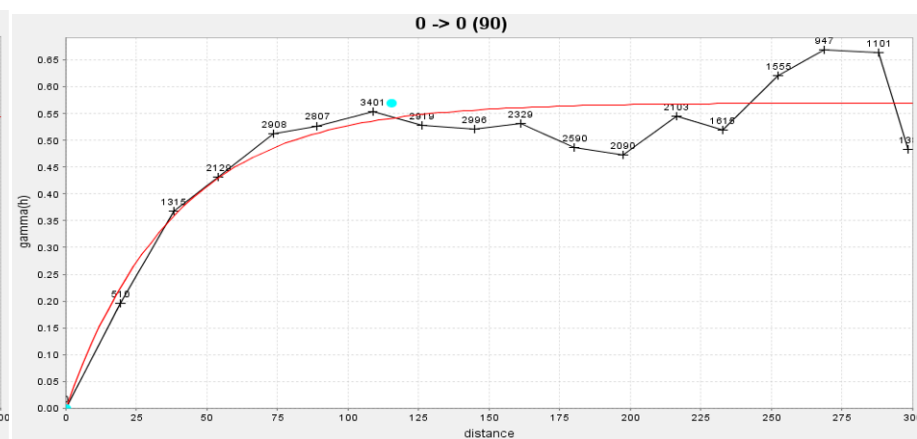
Bloco 3 – tn7



bloco 3 –tn14

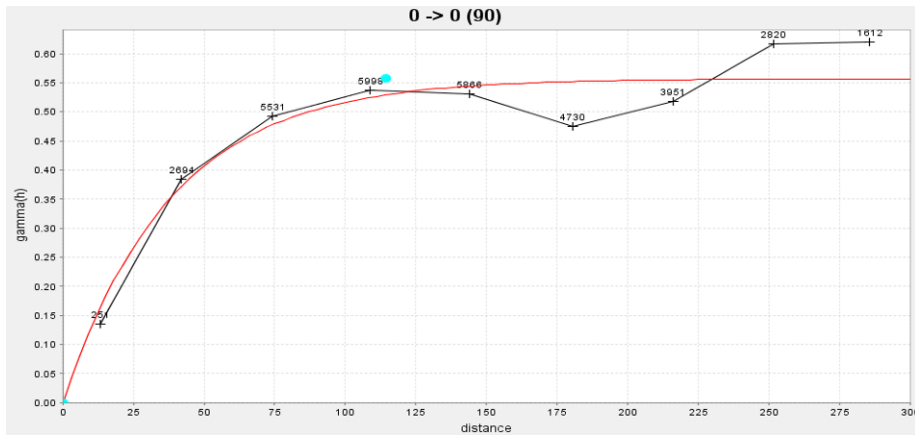


Bloco 3 –tn25

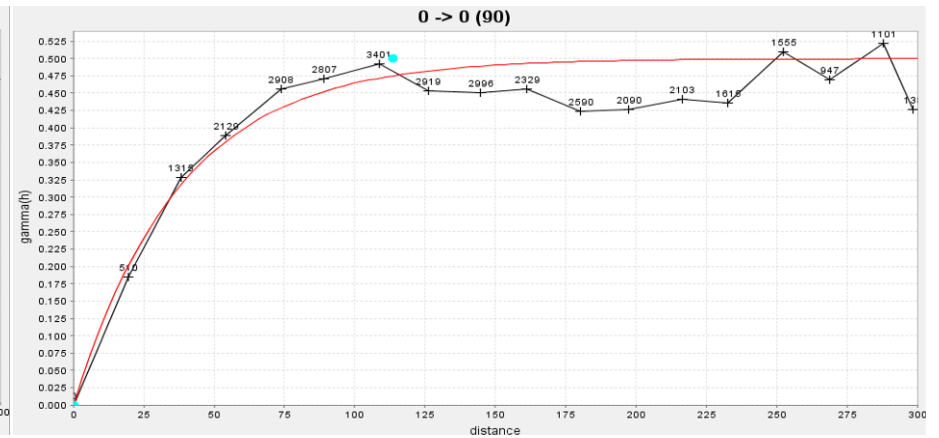


bloco 3 – tn50

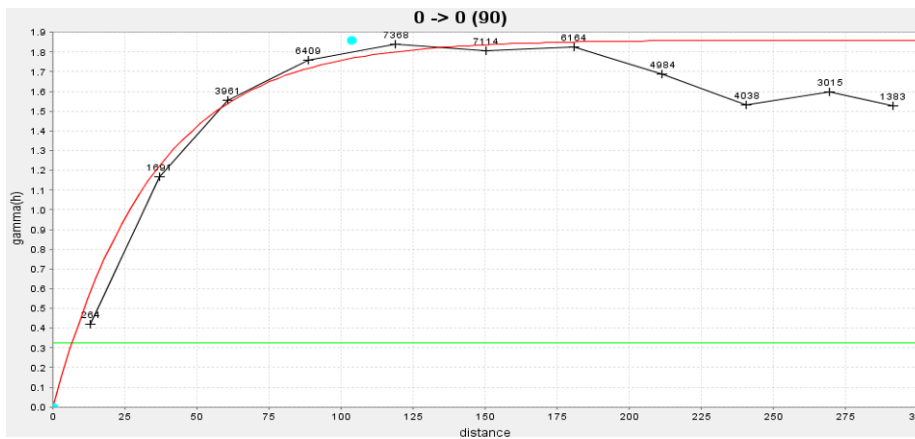
Figura 46. Variogramas omnidirecional das variáveis Tn7, Tn14, Tn25 e Tn50 para o bloco 3.



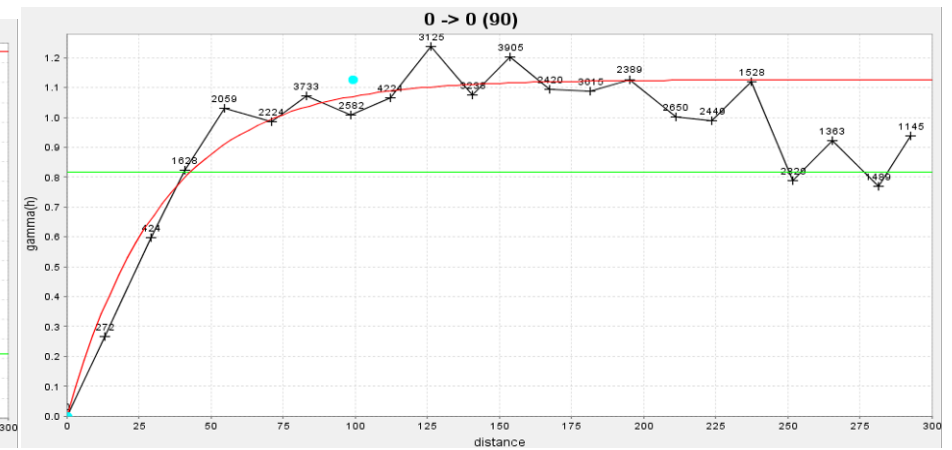
Bloco 3 – tn200



bloco 3 – tnnt

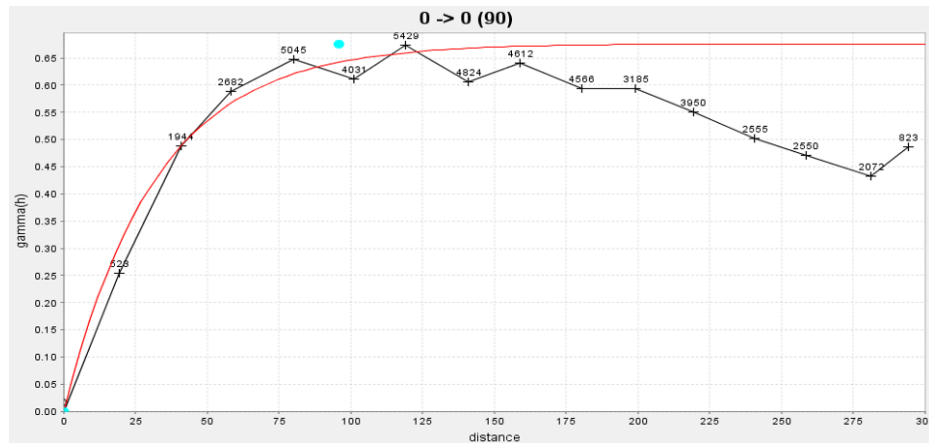


Bloco 4 – tn7

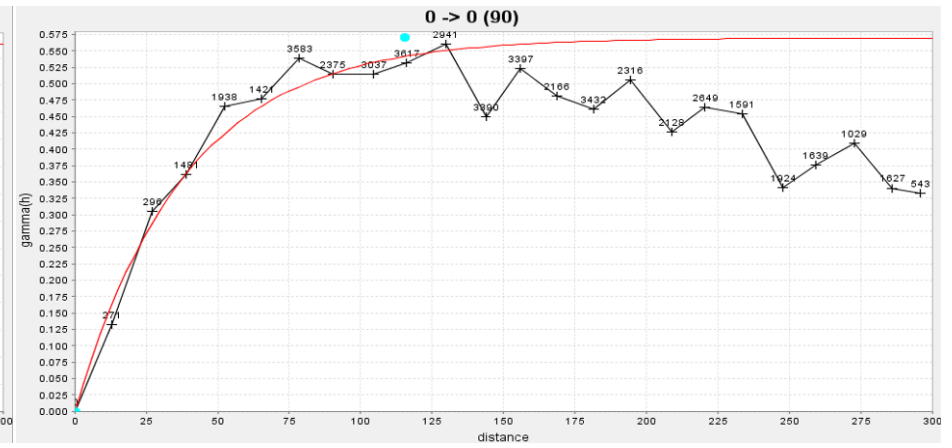


bloco 4 – tn14

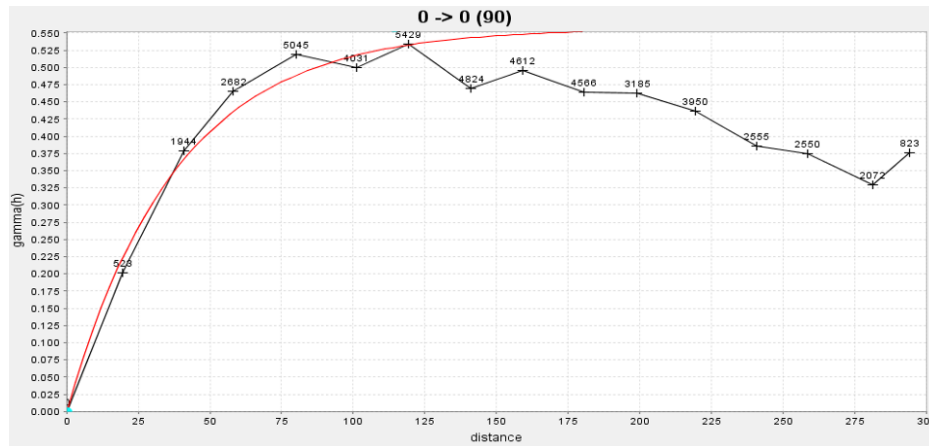
Figura 47. Variogramas omnidirecional das variáveis Tn200 e Tntt para o bloco 3, Tn7 e Tn14 do bloco 4.



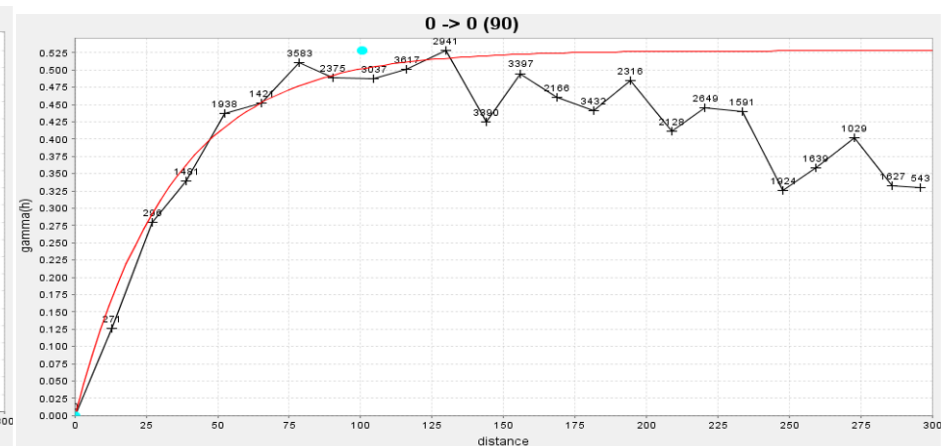
Bloco 4 – tn25



bloco 4 – tn50

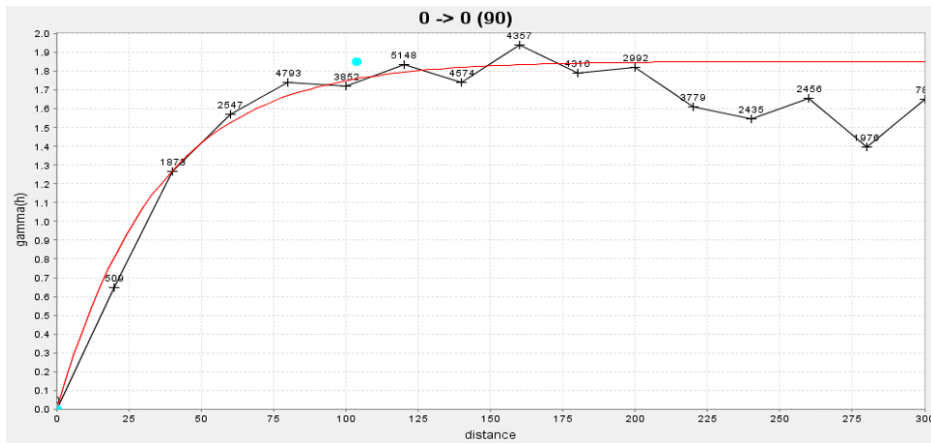


Bloco 4 – tn200

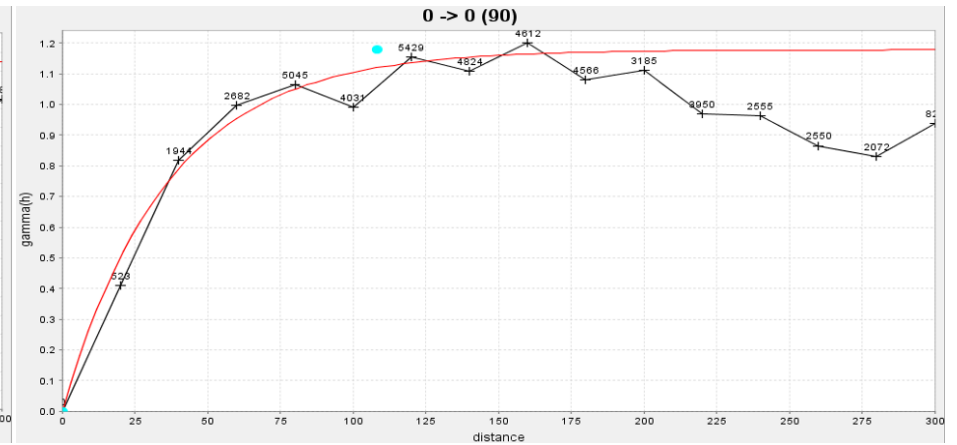


bloco 4 – tnnt

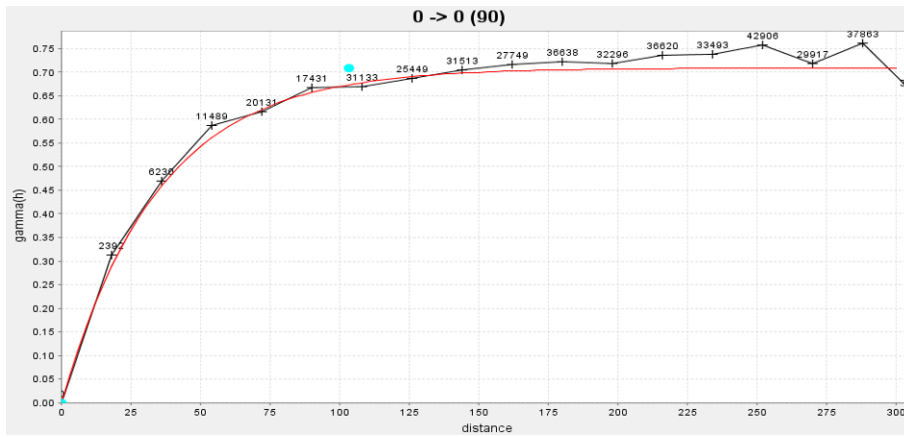
Figura 48. Variogramas ominidirecional das variáveis Tn25, Tn50, Tn200 e Tntt para o bloco 4.



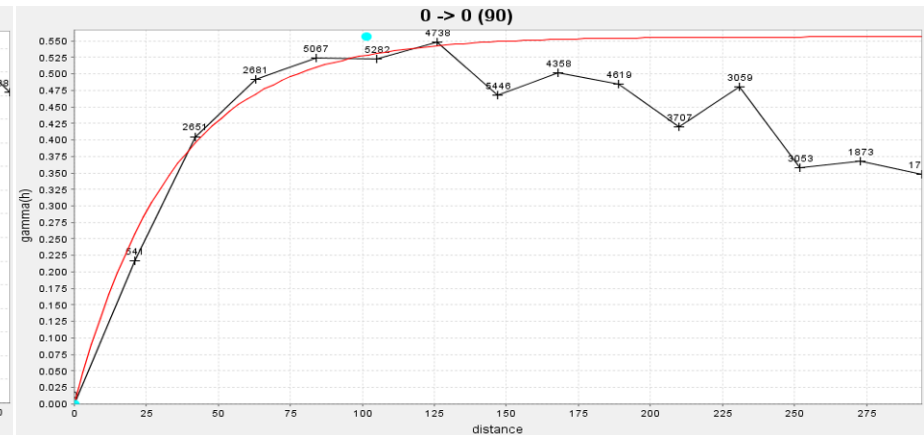
Bloco 12 – tn7



bloco 12 – tn14

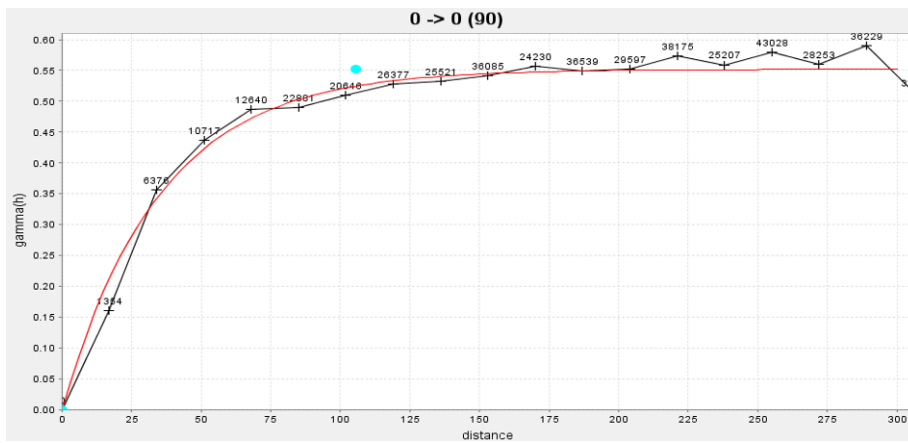


Bloco 12 – tn25

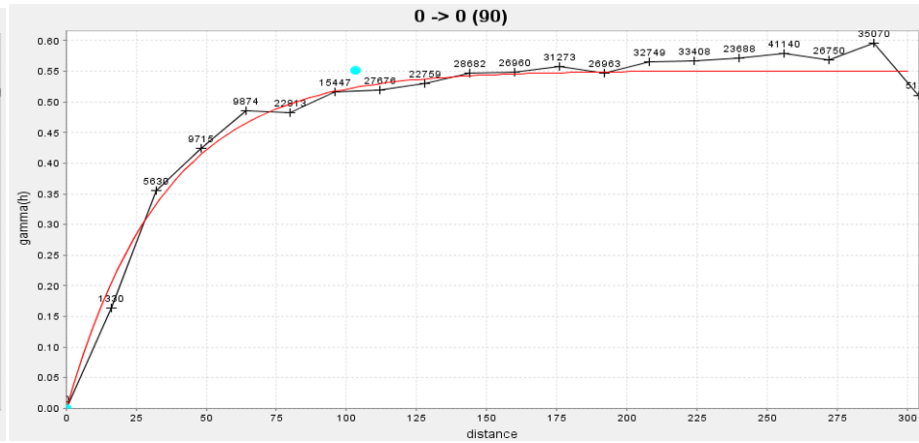


bloco 12 – tn50

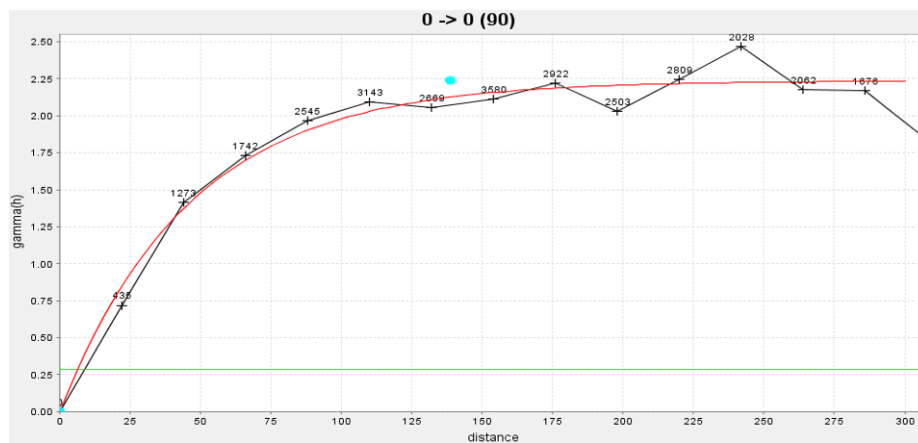
Figura 49. Variogramas omnidirecional das variáveis Tn7, Tn14, Tn25 e Tn50 para o bloco 12.



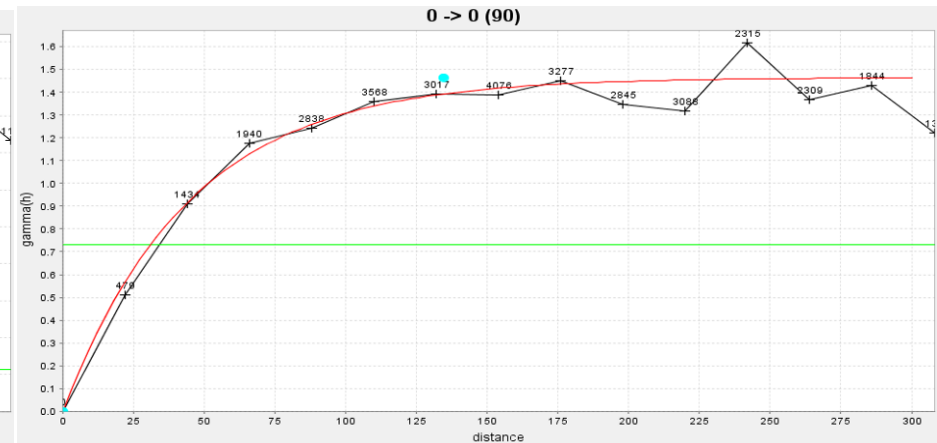
Bloco 12 – tn200



bloco 12 – tnnt

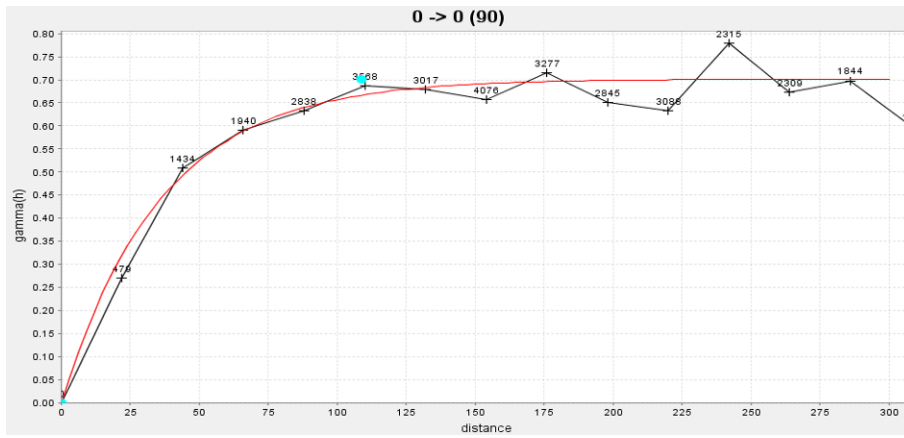


Bloco 13 – tn7

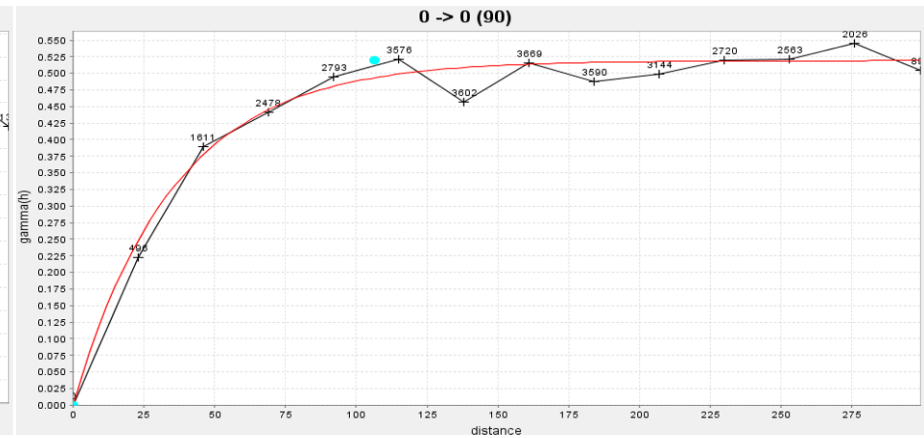


bloco 13 – tn14

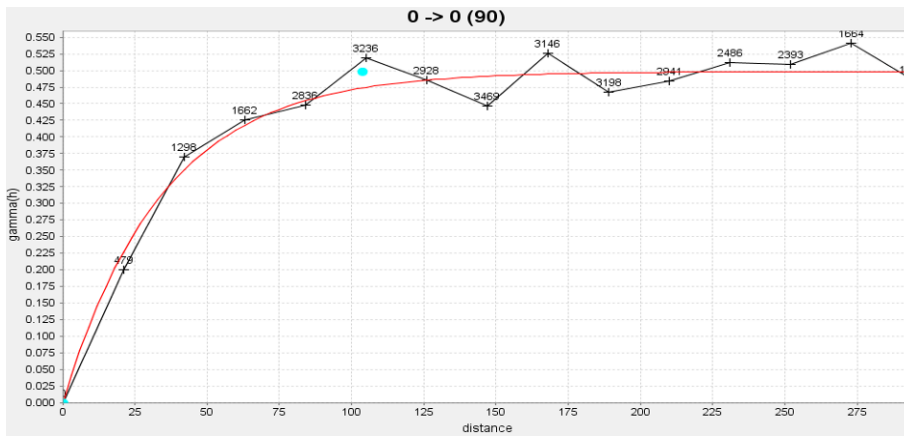
Figura 50. Variogramas omnidirecional das variáveis Tn200 e Tntt para o bloco 12, Tn7 e Tn14 do bloco 13.



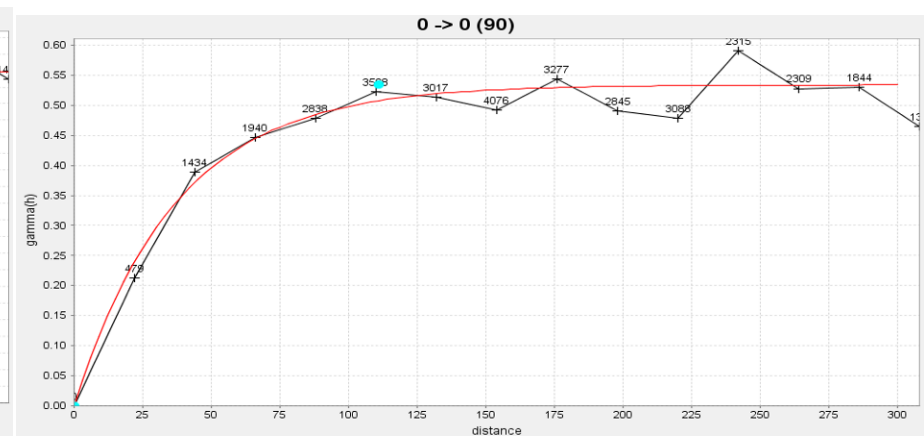
Bloco 13 – tn25



bloco 13 – tn50



Bloco 13 – tn200



bloco 13 – tnnt

Figura 51. Variogramas omnidirecional das variáveis Tn25, Tn50, Tn200 e Tnnt para o bloco 13.

4.9 Construção dos modelos de blocos

Modelos de blocos foram construídos para cada um dos 6 grandes sub-blocos derivados da fragmentação do modelo geométrico, com blocos com dimensões e geometria iguais a 20x20x13 metros, determinadas pela equipe técnica da SAMA.

Os modelos de blocos foram rotacionados espacialmente de acordo com a direção do eixo de maior continuidade da variável teor total de crisotila, representado pela direção do eixo de maior continuidade variográfica dos elipsóides de anisotropia. Deste modo, os 6 modelos de blocos dos sub-blocos geométricos possuem rotações diferentes e foram construídos de modo independente.

A construção dos modelos de blocos foi realizada de modo a abranger todo o corpo de minério, resultando em um modelo geral com dimensões superiores ao volume do corpo de minério. Posteriormente foi feita a restrição gráfica do modelo de blocos geral, tendo como base os limites geológicos de cada um dos 6 sub-blocos do modelo geométrico (figura 52).

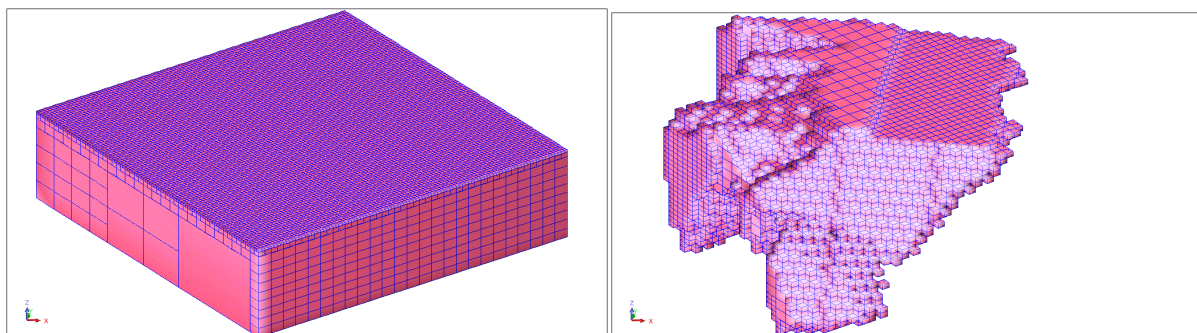


Figura 52. a)Modelo de blocos geral do bloco 2. b)modelo restrito aos limites geológicos do sub-bloco 2.

Foram inseridos dentro de cada modelo de blocos restrito, os atributos necessários para realizar a estimativa dos teores acumulados de crisotila, consistindo dos atributos Tn7, Tn14, Tn25, Tn50, Tn200 e Tntt, dados entregues pela SAMA. A densidade do minério foi considerada constante, igual a 2,6 g/cm³, não considerando o percentual de magnetita contida no minério.

4.10 Krigagem ordinária dos teores acumulados de fibra

Após a opção pelo modelo variográfico omnidirecional, estimou-se os teores de fibra acumulados das Tns, calculados por krigagem ordinária para cada variável

em cada um dos 6 grandes sub-blocos, utilizando os seguintes parâmetros de krigagem:

- Número máximo de amostra por setor: 15
- Número mínimo de amostras por setor: 3
- Raio máximo de busca: determinado pelo maior alcance do elipsóide de anisotropia
- Distância máxima de busca vertical: 150m (três vezes maior que a maior espessura do corpo mineralizado)

Orientação do elipsóide:

- Azimute: Para o modelo omnidirecional a direção é igual a zero
- Plunge: Para o modelo omnidirecional a direção é igual a zero
- Dip: Para o modelo omnidirecional a direção é igual a zero

Razão de anisotropia:

- Eixo maior/eixo médio: 1
- Eixo maior/eixo menor: 1

Para o modelo omnidirecional a razão de anisotropia entre os eixos é igual a 1 e trabalha-se com uma esfera de busca.

4.11 Modelo geoestatístico do depósito de asbesto crisotila da SAMA

De posse dos valores estimados para os teores acumulados de fibra das Tns, para cada variável contida nos 6 grandes modelos de bloco, obteve-se como resultado final o modelo geoestatístico do depósito (figura 53).

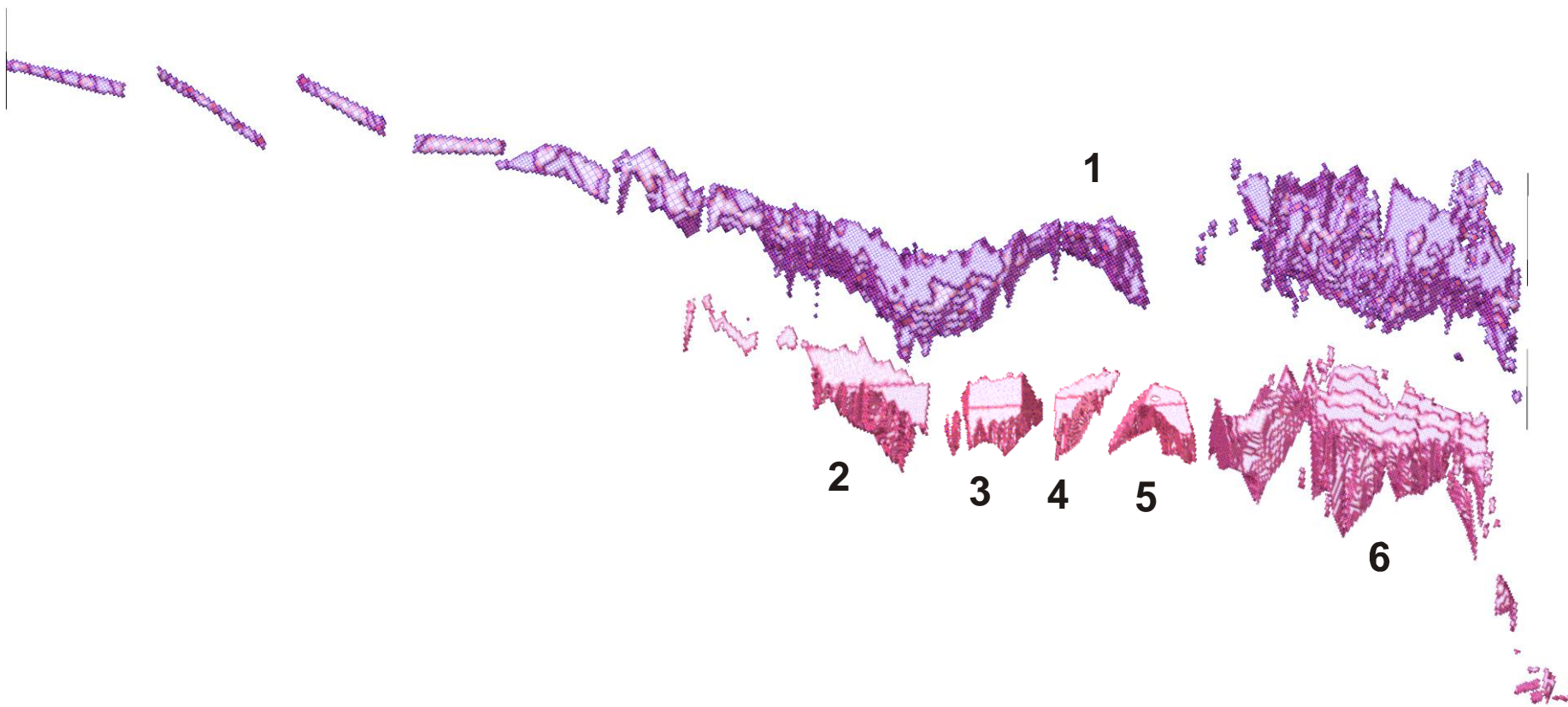


Figura 53. Modelos de blocos do depósito dividido em 6 grandes sub-blocos derivados da fragmentação do modelo geométrico.

Com o resultado da krigagem para cada um dos 6 grandes blocos, foram calculadas as médias ponderadas para cada um dos 10 teores de cortes (Tabela 3), os quais foram utilizadas para a confecção da curva de parametrização, construída a partir da krigagem dos teores acumulados de crisotila em cada peneira (teores brutos obtidos da usina piloto, ao qual para fins de comparação com a reserva real os teores deverão ser submetidos à função Script, da SAMA), figura 54.

Tabela 3. Valores numéricos dos dez teores de corte utilizados para a confecção da curva de parametrização.

tonelagem	Teor de corte
266.845.930	3,5
258.054.550	3,7
218.424.050	4,0
154.100.960	4,6
92.716.780	5,4
51.046.450	6,1
24.221.080	6,9
8.815.040	7,8
2.338.960	8,7
599.950	9,4
54.080	10,2

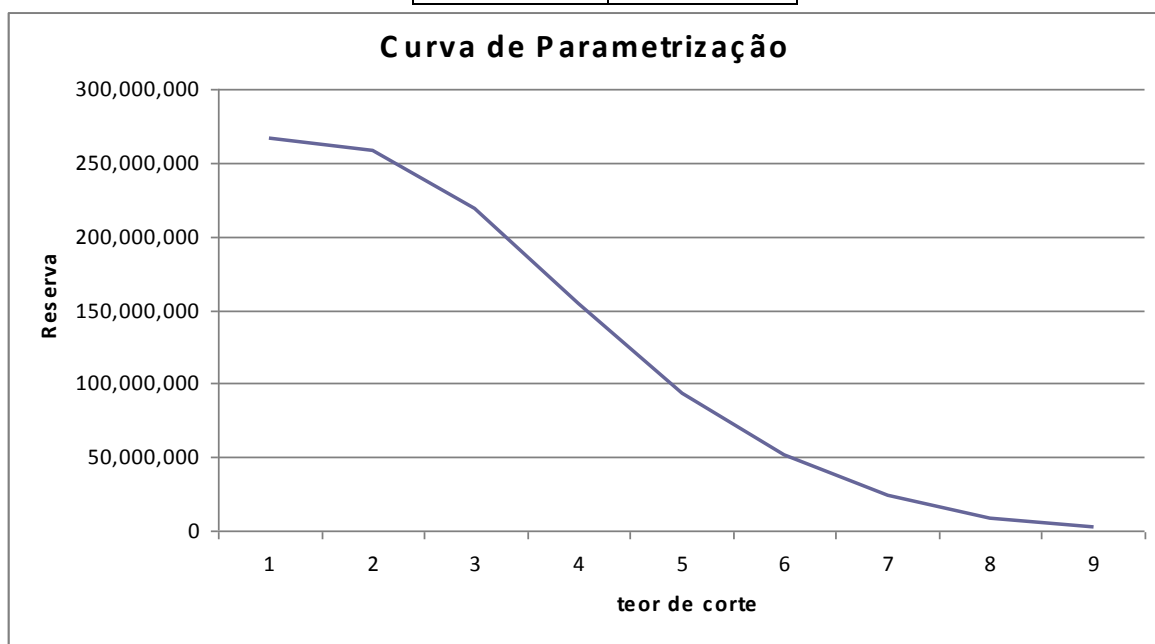


Figura 54. Curva de parametrização, baseada em 08 pontos, dos recursos contidos no modelo restrito do depósito antes da lavra (recursos originais).

A comparação dos resultados obtidos com o modelo restrito e os do modelo utilizado pela SAMA teve como base de referência os teores médios dos blocos já lavrados durante os últimos 5 anos. Como resultado obteve-se uma variação de teores na ordem de 2%, quando foram comparados blocos situados dentro do modelo restrito e dentro do modelo de blocos da SAMA. Quando a comparação entre os modelos utiliza blocos situados na região de periferia do modelo restrito, incluindo blocos considerados com teores iguais a zero (por se situarem fora do modelo de blocos), a variação dos teores diferiu em mais de 300%. Esses resultados mostram que o modelo da SAMA é um modelo aberto, no qual a estimativa dos teores não obedece limites geológicos determinados quando os testemunhos foram descritos. Nesse caso, a comparação dos resultados krigados com os dois modelos obrigatoriamente é válida somente quando são considerados blocos contidos nos dois modelos.

5. GEOLOGIA DO DEPÓSITO

A mina de Cana Brava ocupa uma área total de 14 km² localizada na extremidade sudeste do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava constituído basicamente por serpentinitos e piroxenitos. O depósito é constituído por três corpos mineralizados serpentiniticos (corpos A, B e F) aos quais se associam porções de grafita, rodingitos, dunitos, piroxenitos, peridotitos e anfibolitos.

5.1. Litotipos

5.1.1. Rochas Herdadas

Grafita e Rodingitos

Na região central da cava B (Figura 55), aflora um corpo de grafita com cerca de 1500 m², com forma irregular, com orientação leste-oeste mergulhando cerca de 80° para norte. Em suas porções mais elevadas, entre as cotas 318 a 338m, este corpo assume um aspecto mais regular, com geometria tabular, com dimensões aproximadas de 80x60 metros. Nesta área, foi mapeada uma zona de cisalhamento de baixo ângulo, que secciona o corpo de grafita.

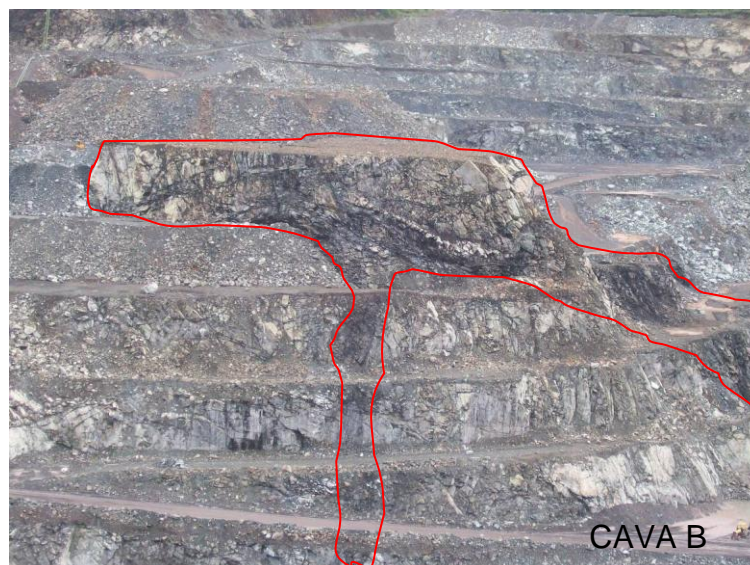


Figura 55. Corpo de grafita seccionado por zona de cisalhamento de baixo ângulo, região central da cava B. Imagem modificada com realce do corpo.

O litotipo apresenta contato abrupto com o serpentinito preto encaixante e está mineralizado por vênulas de crisotila, cuja presença indica que o alojamento do corpo grafítico aconteceu antes do evento metassomático.

Ainda na região central da cava B, seguindo uma direção subparalela ao corpo de grafita, aflora rodingito, rocha constituída quase exclusivamente por augita ou por uma paragênese com quantidades variadas de hidrogrossulária, epidoto e vesuvianita, entre outros minerais (Girardi, op. cit). Corresponde a um corpo irregular, encaixando em serpentinitos pretos (figura 56), que também está recortado por vênulas preenchidas por crisotila e, evidentemente, foi gerado antes da fase mineralizadora.



Figura 56. Corpo de rodingito situado na porção central da cava B, com orientação subparalela ao corpo de grafita. Imagem modificada com realce do corpo de rondigito.

Schandl et al. (1989) argumentou que a formação de rodingito está relacionada à alteração metassomática de rocha ultramáfica, por fluido rico em carbonato em baixa temperatura. Ainda segundo Schandl et al. (op.cit.) a formação de rodingitos pode também ser explicada pela alteração de gabro ou leucogabro por fluido metassomático.

5.1.2 Rochas originais do complexo

Metagabros

Na região norte da cava B ocorrem 3 corpos de leucogabros, em forma de bolsões, em meio a metapiroxenito. O contato abrupto com a encaixante aponta o caráter intrusivo destes corpos. Segundo Oliveira (1996), estes litotipos correspondem ao topo do complexo, estando a sua gênese relacionada a um evento posterior, com magma mais diferenciado (figura 57).



Figura 57. Bolsão de leucogabro alojado em metapiroxenito, localizado na região norte e sul da cava B.

Anfibolito

O termo anfibolito aqui utilizado corresponde aos metabasitos descritos por Araujo & Alves (1979), e posteriormente por Pamplona & Nagao (op. cit), ou aos anfibolitos de Girardi *et al.* (1976). Segundo esses autores esses litotipos correspondem à unidade basal do complexo que aflora na região sudeste da cava A (figura 58).



Figura 58. Corpo de anfibolito situado a sudeste da cava A.

Metapiroxenito

Aflora como corpos estratiformes geralmente intercalados nos metaperidotitos. Ao microscópio são observados fenocristais de piroxênio e magnetita em matriz afanítica, caracterizando uma textura inequigranular porfirítica e estrutura maciça. A rocha apresenta um estado moderado de serpentinização, sobretudo da matriz da rocha que perfaz um percentual modal de aproximadamente 60%.

Na região norte da cava B aflora o corpo mais representativo do metapiroxenito, encaixando em meio à serpentinito preto com o qual faz contato abrupto e irregular (Figura 59). Na mesma região do afloramento do corpo de metapiroxenitos ocorrem bolsões de leucogabros inseridos no metapiroxenitos.

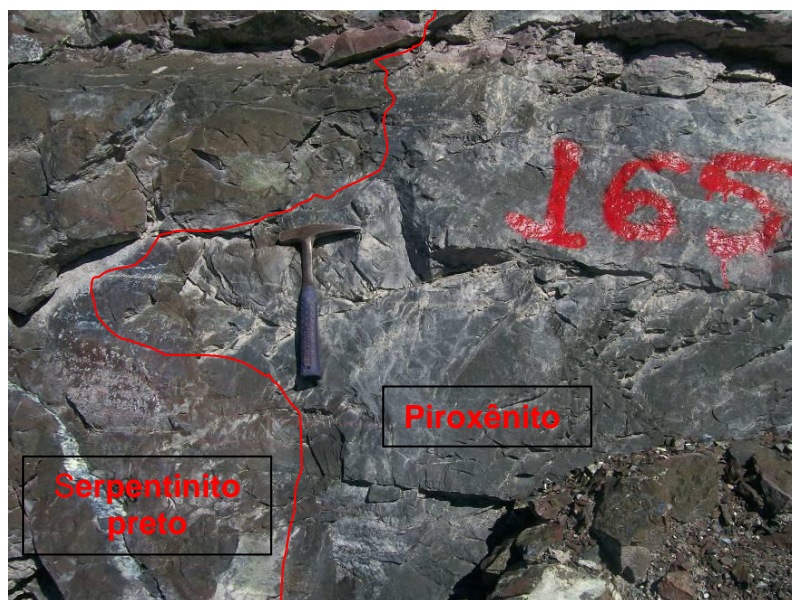


Figura 59. MetaPiroxenito preto maciço com passagem abrupta para serpentinito preto, situado na porção norte da cava B.

metaperidotito

Os peridotitos aflorantes no depósito compreendem corpos estratiformes que normalmente fazem contato abrupto com serpentinitos vermelhos e verdes. Ao microscópio observa-se a intercalação de níveis milimétricos a centimétricos de olivina+piroxenito+magnetita com níveis quase que exclusivamente constituídos de piroxênios. Essa intercalação caracteriza uma textura fanerítica inequigranular fina com estrutura de sedimentação magmática.

O afloramento mais representativo de peridotito situa-se na porção sudoeste da cava A, no qual o corpo faz contato abrupto com os serpentinitos vermelho (Figura 60), verde e preto.

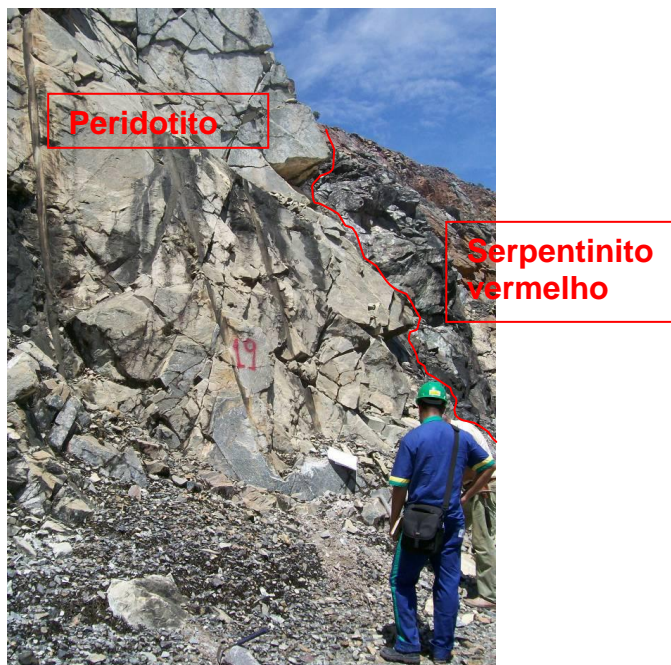


Figura 60. Afloramento de peridotito com passagem abrupta para serpentinito vermelho, situado na porção sudoeste da cava A.

O corpo de peridotito apresenta-se moderadamente fraturado, com fraturas verticais e falhas normais mineralizadas. A crisotila cristalizou nos planos das fraturas e falhas sem reagir com o peridotito, como indicado pela ausência de franja de reação.

5.1.3 Rochas metassomáticas

Serpentinito Marrom

Este litotipo corresponde à menor ocorrência na área de afloramento entre os serpentinitos aflorantes nas cavas do depósito. Faz contato com os serpentinitos preto e vermelho, aparentemente correspondendo a uma fácies de transição entre eles. O minério presente no serpentinito marrom é composto por crisotila e lizardita que preenchem espaços gerados por falhas normais (Figura 61).



Figura 61. Fotografia de serpentinito marrom seccionado por falhas normais mineralizadas.

Serpentinito Verde

Serpentinito verde é constituído praticamente somente por serpentina, mais propriamente de antigorita e lizardita, com poucos resíduos de minerais reliquias. A determinação dos minerais reliquias não foi possível de ser realizada em campo, devido ao estado avançado da serpentinização e mineralização. Macroscopicamente a rocha compreende um agregado de antigorita e lizardita em meio a matriz afanítica de cor verde, onde se destacam cristais subédricos de magnetita de granulação fina.

O serpentinito corresponde ao litotipo que contém o melhor tipo de minério do depósito e encontra-se fortemente mineralizado. Do centro dos corpos de serpentinito em direção à borda o tipo de minério varia de stockwork de crisotila com magnetita para vênulas espaçadas com crisotila.

Na porção centro sul da cava B (Figura 62) ocorre o serpentinito verde mais representativo no qual as feições de minério relatadas podem ser vistas. Nessa região a rocha apresenta-se fortemente fraturada no centro do corpo e o grau de fraturamento é reduzido na direção do contato do serpentinito com a rocha encaixante.



Figura 62. Fotografia de serpentinito verde mineralizado situado na porção sul da cava B.

Afloramentos de serpentinito verde também ocorrem na porção central das cavas B e A, onde a principal feição de minério corresponde a fraturas nas quais há crisotila com magnetita precipitada entre a parede da fratura e o centro, onde só há crisotila.

Serpentinito Vermelho

Litotipo de maior ocorrência no depósito, que normalmente ocorre na forma de corpos estratiformes intercalados em serpentinitos pretos. Na região sudeste da cava A é a rocha que possui os melhores exemplos de minério tipo “*slip*” (*lizardita*) e “*cross*” (crisotila), sempre relacionado a fraturas de alto ângulo (Figura 63).



Figura 63. Serpentinito vermelho seccionado por fratura de alto ângulo mineralizada.

Serpentinito preto

Associa-se a corpos de piroxenitos e a serpentinitos vermelhos, constituindo corpos estratiformes. O minério contido nesta rocha, tal como o observado nos serpentinitos vermelhos, pode ser dos tipos “*slip*” e “*cross*”. Ocorre próximo a falhas normais de alto e baixo ângulo e apresenta feições de pré-crisotilas (= pequenos veios com cerca de 2 mm de espessura onde podem ser observados vestígios do início da cristalização de crisotila). Na região norte da cava B foi observado que o serpentinito preto é seccionado por uma zona de cisalhamento de baixo ângulo (Figura 64).



Figura 64. Corpo tabular de serpentinito preto seccionado, no topo, por zona de cisalhamento de baixo ângulo cujos limites estão realçados em vermelho.

5.2. Petrografia

O estudo petrográfico dos litotipos mencionados visa auxiliar a compreensão dos processos aos quais as rochas foram submetidas durante a gênese do minério. Assim, os litotipos são classificados em fácies, de acordo com suas feições mais importantes (tabela 4) relacionadas à gênese das vênulas com crisotila.

Os resultados da petrografia servem como critério para a seleção de amostras para a realização de análise por ICP-MS (espectrometria de massa por indução de plasma) e DRX (difratometria de raios X), essenciais para o estudo petrológico.

Tabela 4. Fácies de alteração de rochas do depósito.

ROCHA ORIGINAL	FÁCIES DE ALTERAÇÃO	AMOSTRAS DE REFERÊNCIA
Dunito	Dunito preto com veios de carbonato, alterado.	12 B e 16 A
Piroxenito	Piroxenito pouco alterado com tons avermelhados, mineralizado	50
Peridotito	Sem alteração = Peridotito preto maciço	57
	Peridotito preto maciço com micro veios de crisotila	45 A
	Peridotito preto com tons avermelhado, pouco alterado	45 B
Gabro	Sem alteração = Gabro preto maciço	15
	Gabro preto pouco alterado	17 A e 17 B
Anfibolito	Anfibolito maciço alterado	101 e P1
Serpentinito vermelho	Serpentinito vermelho mineralizado, com borda de alteração	08
	Serpentinito vermelho mineralizado, sem borda de alteração	P9/6
Serpentinito verde	Sem alteração = Serpentinó verde maciço	14
	Serpentinó verde com veios de crisotila	SAMA 7
Serpentinó marrom	Sem alteração = Serpentinó marrom maciço	32
Serpentinó preto	Sem alteração = Serpentinó preto maciço	28 e 16 B
	Serpentinó preto mineralizado	58 e 59
	Serpentinó preto com borda de alteração	104 B, 174 A e 174 B
Grafita	Grafita maciça mineralizada	23 A e P8/Am5

5.2.1 Rochas originais do complexo

Dunitos (amostras 16A – 12B)

O baixo grau de alteração da rocha preservou parte de sua composição original, com olivina + augita + magnetita, o que permitiu classificá-la como dunito. São compostos por olivina (50-70%) associada à lizardita+antigorita (15-20%), fenocristais de augita (5%), magnetita (2-5%) e traços de clorita. A presença de fenocristais de augita em meio à matriz inequigranular corresponde a uma textura ígnea fanerítica inequigranular porfírica reliquiar (Figura 65).

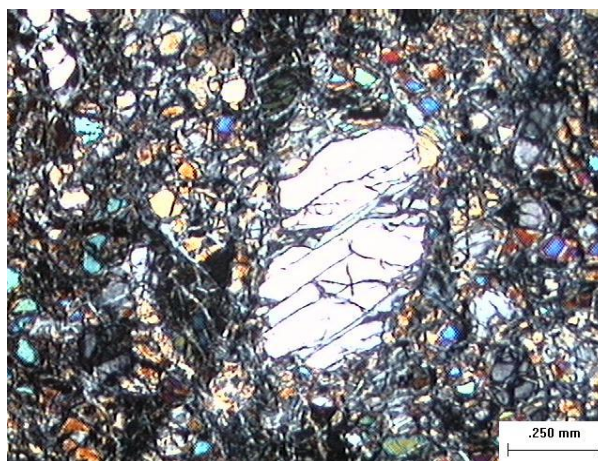


Figura 65. Fotomicrografia da textura fanerítica inequigranular com fenocristais de augita e matriz de olivina + magnetita. Luz polarizada (amostra 12B).

A olivina (forsterita) apresenta extinção ondulante e intenso microfissuramento, com microfissuras preenchidas por lizardita e antigorita. A magnetita apresenta duas fases de cristalização. A primeira, de origem ígnea, é caracterizada por cristais de hábito subédrico e orientação incipiente, que define uma estrutura de fluxo magmático. Esta magnetita apresenta-se preenchendo espaço vazio deixado pela alteração da olivina para lizardita+antigorita. A alteração da olivina para lizardita+antigorita ocorre na forma de borda de alteração, não sendo bem definido o limite entre esses dois minerais, mas provavelmente a antigorita representa uma substituição da lizardita (Figura 66).

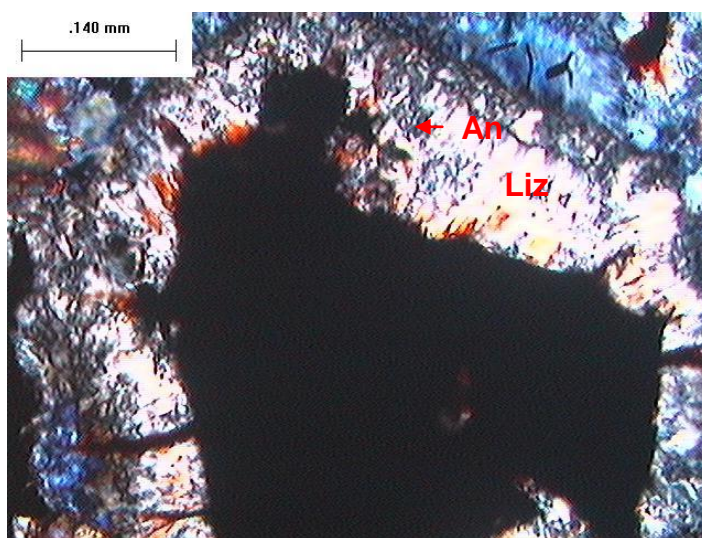


Figura 66. Fotomicrografia pseudomorfo de olivina preenchendo por magnetita, as bordas de reação da alteração da olivina são formados por antigorita (An) e lizardita (Liz). Luz polarizada (amostra 16 A).

A magnetita encontra-se em paragênese com lizardita e antigorita. Esta associação mineral foi formada durante um segundo evento de cristalização, de origem hidrotermal. A magnetita desta fase encontra-se em estado avançado de hidratação e oxidação, responsáveis pelas tonalidades avermelhadas da rocha.

A sequência de alteração da magnetita primária associada ao baixo grau de alteração da olivina e da augita evidenciam um baixo grau de interação do fluido hidrotermal com a rocha. Desta forma, pode-se considerar que o aporte de fluido não foi suficiente para transformar o dunito em serpentinito ou que a interação fluido/rocha não durou o tempo necessário para uma alteração completa, tendo sido capaz de alterar apenas a magnetita.

Peridotitos (amostras 57 – 45 – 45B – 12C)

Litotipo com aproximadamente 60% de olivina, 20% de piroxênio, 10% de lizardita, 5% de magnetita, 5% de antigorita e traços de clorita, organizados em textura equigranular média com estrutura de fluxo magmático preservada e com intercalação de níveis milimétricos de composições variadas. Os níveis mais frequentes perfazem cerca de 80% da rocha e são constituídos predominantemente por serpentina com traços de olivina reliquiar. Os demais níveis compõem cerca de 20% da rocha e contêm ortopiroxênio e clinopiroxênio alterados nas bordas para antigorita e lizardita subédricas.

Os níveis com predomínio de serpentina apresentam lizardita e antigorita, sendo que a primeira apresenta-se melhor cristalizada, formando textura em ampulheta (figura 67) que encontra-se envolvida por cristais anédricos de magnetita e lizardita. A olivina, quando presente, apresenta suas bordas consumidas e alteradas para serpentinas.

A magnetita presente neste litotipo apresenta duas fases de cristalização, sendo a primeira formada por cristais subédricos preenchendo pseudomorfos de olivina que apresenta franjas de alteração para antigorita e lizardita, sequencia semelhante à encontrada na amostra 16A (figura 68), diferenciando-se por apresentar contato entre a antigorita e lizardita melhor definido, gerando duas bordas distintas. A segunda fase, com cristais anédricos, é de origem hidrotermal e compõe a matriz da rocha nos níveis com predomínio de serpentinas, ou envolve os cristais de lizardita em ampulheta.

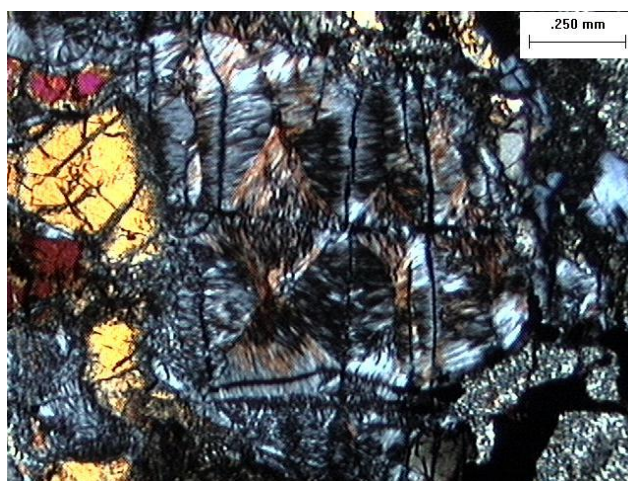


Figura 67. Fotomicrografia de lizardita em ampulheta. Estes minerais encontram-se circundados por minerais opacos anédricos. Luz polarizada (amostra 57)

O estado de cristalização da lizardita com formação da textura em ampulheta mostra que o fluido teve tempo suficiente para interagir com a olivina, alterando-a para lizardita e antigorita. Assim, propõe-se que originalmente este nível tenha sido constituído predominantemente por olivina, a qual, devido à interação com o fluido hidrotermal, foi substituída em sua quase totalidade pelas serpentinas, de acordo com a seguinte reação, segundo Bougault et al.(1993).

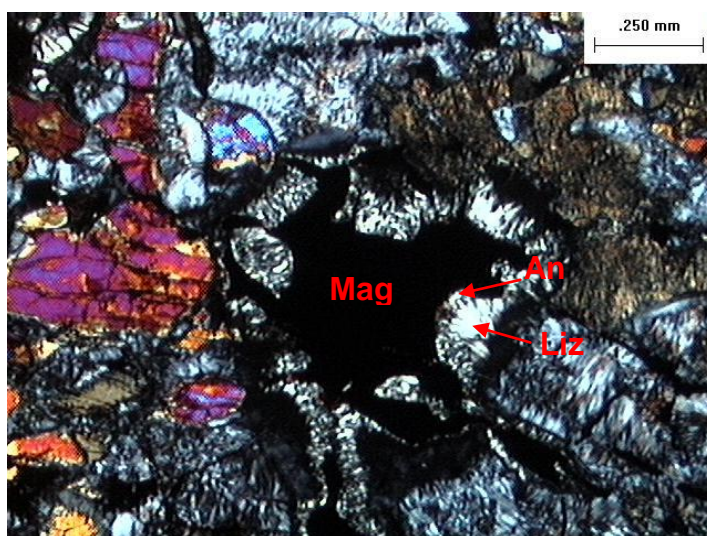


Figura 68. Cristal subédrico de magnetita (Mag) preenchendo cristal pseudomorfo de olivina primária com franja de reação com a antigorita (An) e lizardita (Liz). Luz polarizada.

Os níveis com predomínio de piroxênios supostamente foram submetidos às mesmas condições de percolação de fluido que os níveis constituídos por olivina (composição do fluido e tempo de interação com o mesmo). No entanto, os piroxênios foram menos reativos ao fluido hidrotermal, restando melhor preservados. Cabe realçar, portanto, que os minerais do grupo da serpentina foram preferencialmente formados a partir dos horizontes com predomínio de olivina.

Metagabros (amostras 15 – 17 A)

Rocha composta pela paragênese de alteração sericita+clorita+carbonato (35-40%), anfibólio (20-30%), augita (10-15%), plagioclásio (5-15%) e traços de minerais opacos. Sua estrutura é nematoblástica e o anfibólio encontra-se orientado, caracterizando uma foliação.

A augita e o plagioclásio (oligoclásio) são minerais reliquiares da rocha original. O anfibólio é produto de alteração da augita, enquanto a alteração do plagioclásio corresponde a uma saussuritização (cristalização de sericita, epidoto e carbonato – nesse caso, de granulação muito fina). Associados aos produtos da saussuritização ocorrem traços de magnetita cristalizada com hábito anédrico e granulação fina, (Figura 69).

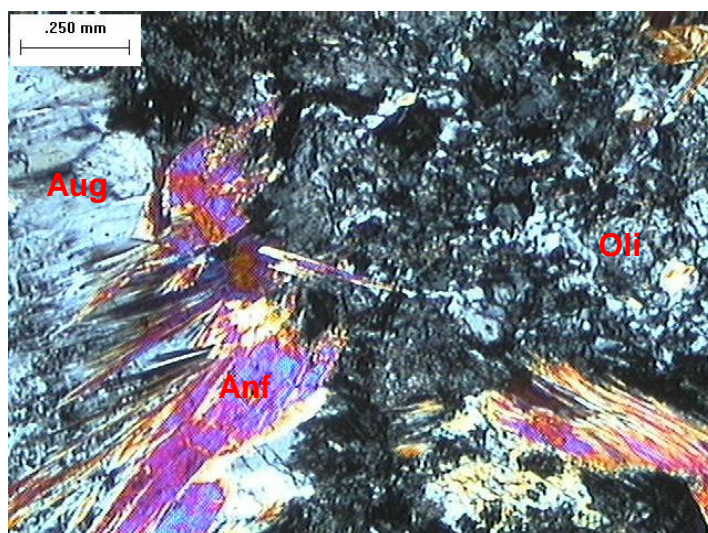


Figura 69. Fotomicrografia da alteração de augita (Aug) para anfibólio (Anf) em matriz de oligoclásio (Oli). Nicóis cruzados.

Este litotipo foi submetido ao menos a dois processos geológicos. O primeiro, metamorfismo dinamotermal de baixo grau, resultou na substituição da augita por anfibólio, bem como na orientação desse mineral. Esse mesmo evento foi responsável pela formação de novos cristais de plagioclásio. O segundo evento, hidrotermal, foi responsável pela formação de magnetita anédrica na matriz e pela saussuritização.

A descrição das lâminas delgadas de gabros permitiu deduzir que o primeiro evento metamórfico dinamotermal teve maior influência sobre este litotipo. O segundo evento, de caráter hidrotermal, teve pouca influência sobre a rocha, provavelmente devido à localização periférica desta rocha em relação à pluma hidrotermal.

Anfibolito (amostra 101)

Optou-se pelo termo anfibolito para classificar a rocha em função de sua composição com 55-70% de anfibólio, 25-30% de magnetita e traços de augita.

Esta rocha apresenta textura fanerítica inequigranular profirítica, reliquiar, com fenocristais de magnetita subédrica. Sua matriz é constituída predominantemente por cristais subédricos de tremolita/actinolita e anédricos de magnetita (Figura 70). Os cristais de tremolita/actinolita apresentam resquícios de augita em seus núcleos. Os cristais anédricos de magnetita, da matriz, foram gerados por um evento metamórfico, sendo, portanto, posteriores aos fenocristais.

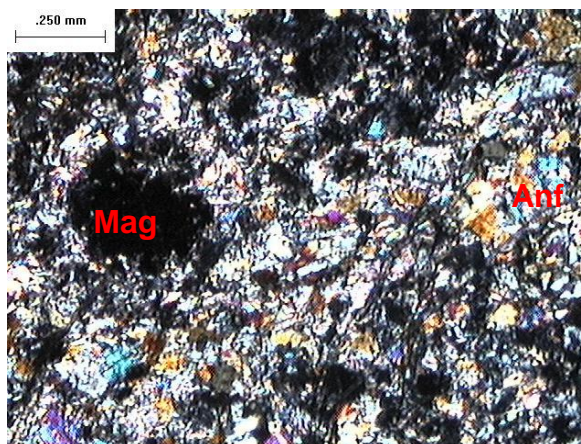


Figura 70. Fotomicrografia de fenocristal de magnetita (Mag) em matriz de anfibólio (Anf). Nicóis cruzados.

O protólito desta rocha, provavelmente uma rocha básica, foi submetido a um evento metamórfico de baixo grau com posterior metassomatismo. O primeiro ocasionou a principal modificação na composição da rocha, resultando na substituição do piroxênio por anfibólio. O segundo evento, de natureza hidrotermal, teve pouca influência sobre a rocha, gerando apenas a magnetita anédrica.

5.2.2 Rochas metassomáticas

Serpentinito vermelho (amostras 08 – P9/6)

Os serpentinitos vermelhos são compostos por lizardita (30-40%), antigorita (20-35%), antofilita (10-15%), magnetita (5-10%) e traços de clorita. Essa rocha apresenta textura ígnea reliquiar, inequigranular, com fenocristais de magnetita e estrutura maciça. Nota-se a presença de cristais subédricos de lizardita com textura em ampulheta em meio a magnetita anédrica e lizardita de granulação muito fina (Figura 71).

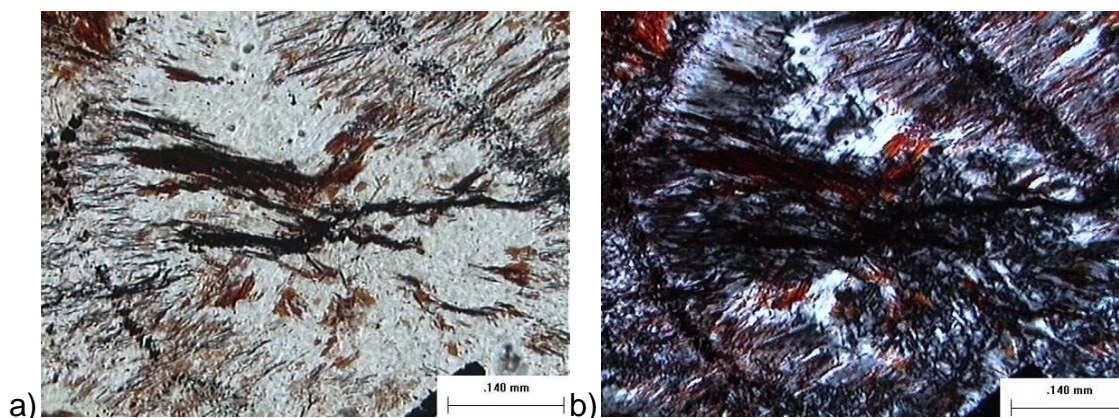


Figura 71. Fotomicrografia de cristal de lizardita com textura em losango, com frauras preenchidas por magnetita secundária. Luz plano-paralela (a) e luz polarizada (b).

A magnetita apresenta duas fases de cristalização, a primeira corresponde aos fenocristais subédricos, cujas bordas foram consumidas durante o processo que gerou a matriz da rocha. A segunda fase corresponde aos cristais anédricos de granulação fina, presentes na matriz (figura 72).

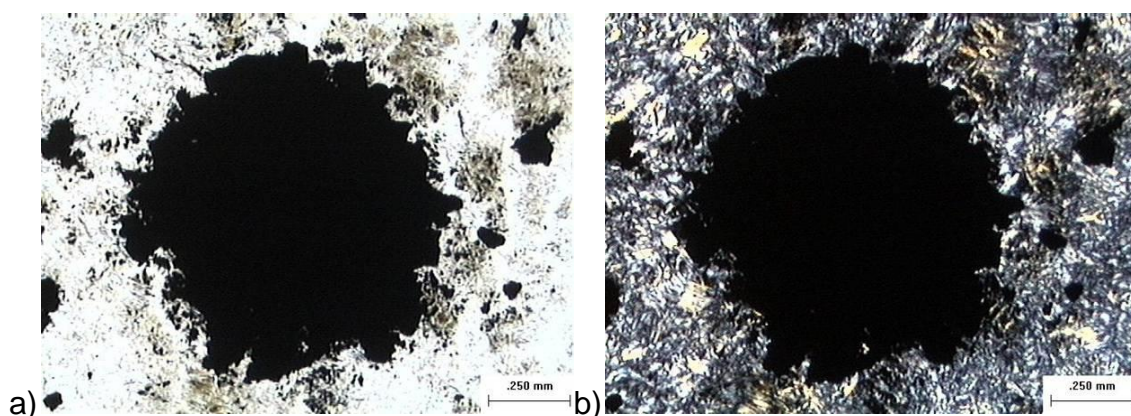


Figura 72. Fotomicrografia de fenocristal de magnetita hidrotermal. Na matriz há magnetita secundária de granulação fina. (a) Luz plano paralela e (b) Luz polarizada. (Amostra 8).

A magnetita hidrotermal tem granulação muito fina na matriz da rocha. A magnetita da matriz encontra-se em avançado estado de hidratação e oxidação, quase toda substituída por hidróxido de ferro (figura 73), o que tingiu a rocha de vermelho.

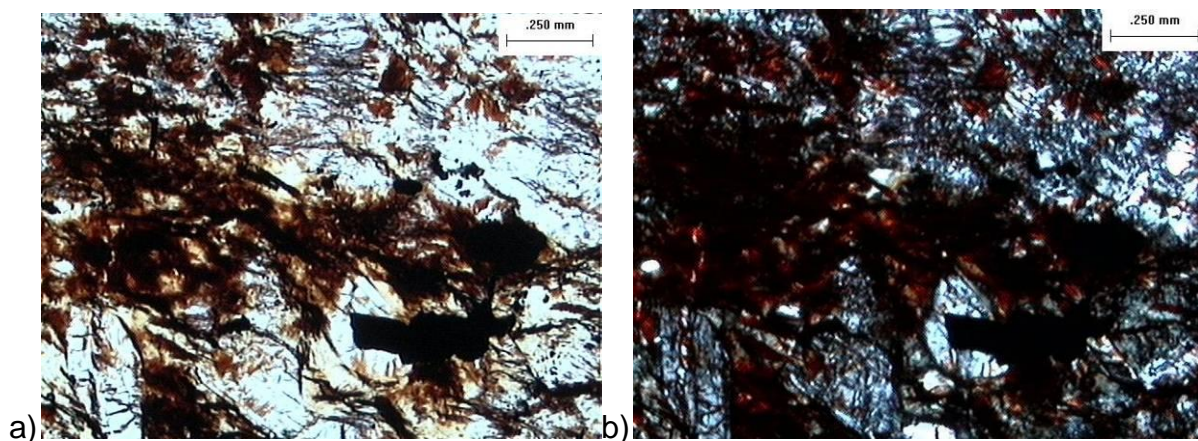


Figura 73. Fotomicrografia de cristais oxidados de magnetita secundária. Nicóis cruzados. (amostra P9-Am6).

A paragénese lizardita + antigorita + magnetita corresponde ao produto de alteração de uma rocha dunítica, submetida a processos hidrotermais. Estes processos provocaram uma alteração pervasiva, substituindo completamente a olivina, o que sugere grande aporte de fluido (alta razão fluido/rocha).

Esse litotipo apresenta vênulas preenchidas por antigorita e lizardita. Inicialmente, com a expansão das vênulas, ocorreu a precipitação da antigorita e em seguida, com a diminuição da temperatura, houve a precipitação da lizardita nas paredes da fratura (figura 74). Essa sequência de precipitação aparenta ser a mais provável, na qual o fluido perde temperatura das bordas em direção ao centro da vênula, substituindo a antigorita por lizardita a partir das paredes da vênula.

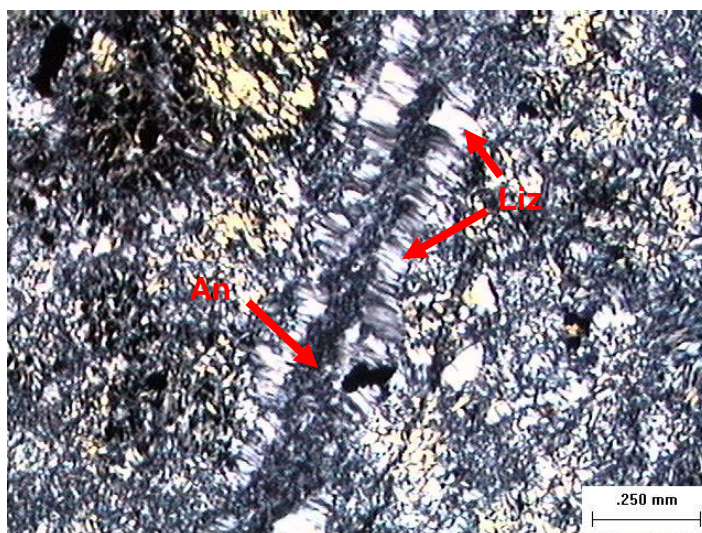


Figura 74. Fotomicrografia de vênula de lizardita (Liz) + antigorita (An). A antigorita ocorre no centro e a lizardita nas paredes do veio. Luz polarizada.

Serpentinito verde (lâmina 14)

Litotipo composto por lizardita (35-50%), clorita (10-20%), magnetita (15-20%), antigorita (2-5%), crisotila (2-5%) e traços de olivina. A textura da rocha é marcada pela alteração hidrotermal, com a substituição de olivina pela paragênese lizardita + crisotila + magnetita + clorita. Os limites dos cristais de olivina foram preservados, pseudomorfos (Figura 75)

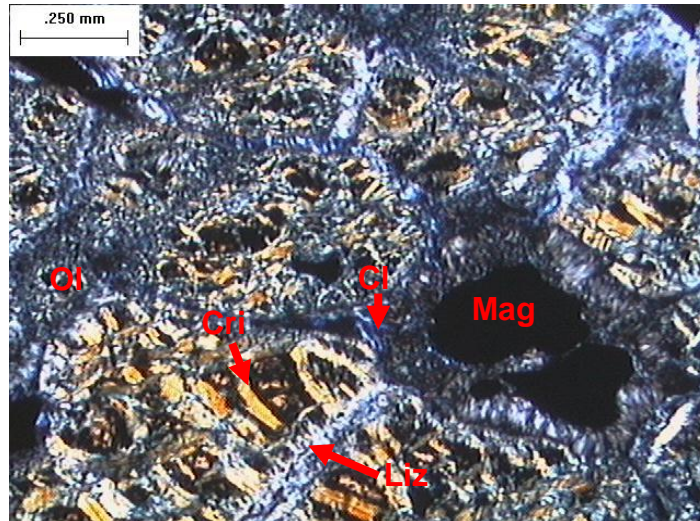


Figura 75. Fotomicrografia da alteração de olivina (pseudomorfos) (Ol) para a paragênese crisotila (Cri) + lizardita (liz) + magnetita (Mag) + clorita (Cl). Luz polarizada.

A magnetita ocorre em duas fases de cristalização. A primeira apresenta hábito anédrico, granulação fina e encontra-se em paragênese com produtos de alteração da olivina. Desta forma, estes cristais ocorrem no interior do pseudomorfo de olivinas (Figura 75). A magnetita da segunda fase apresenta-se melhor cristalizada na matriz da rocha, em cristais nos quais, a partir das bordas cristalizou uma sequência de reação com antigorita→lizardita→crisotila (Figura 76).

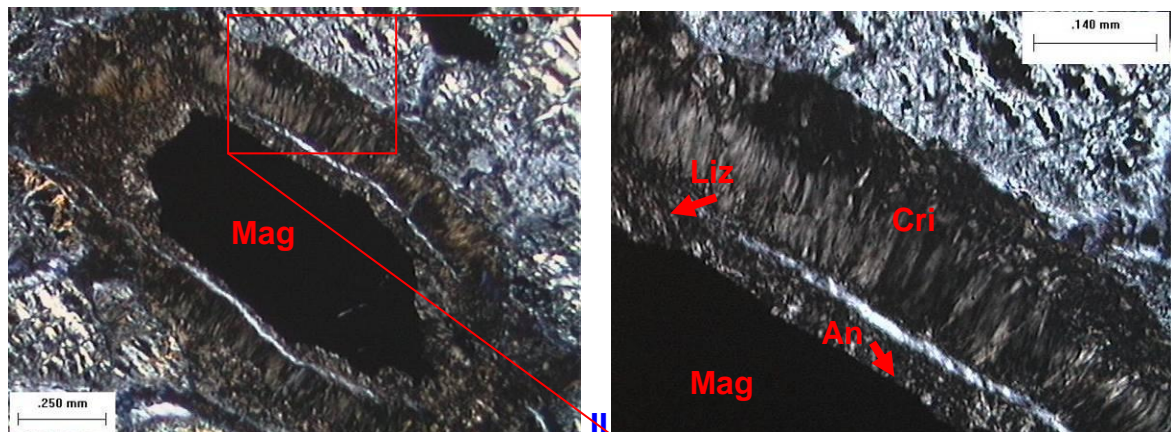


Figura 76. Fotomicrografia da sequência de alteração da magnetita (Mag) para antigorita (An) – lizardita (Liz) – crisotila (Cri). I) Nicóis cruzados. II) Detalhe, com nicóis cruzados.

A presença de cristais pseudomorfos de olivina sugere um protólito dunítico para os serpentinitos verdes. A rocha pretérita foi afetada por alteração hidrotermal, o que levou à substituição da olivina por lizardita+crisotila+clorita. Ao percolar as microfissuras presentes nos cristais de olivina, este fluido hidrotermal precipitou preferencialmente clorita e antigorita e é a presença desses minerais, junto à crisotila e a lizardita, que determina a cor esverdeada do litotipo.

A sucessão de bordas de reação formadas a partir da magnetita, gerando antigorita, lizardita e crisotila, está relacionada primeiramente ao produto formado pela serpentinização de olivina, ao qual segundo Bougault et al.(1993) resulta na formação de serpentina+magnetita+H₂O. Considerando que as substâncias formadoras dessa paragênese estejam contidas no fluido, pode-se pensar que a sequência de precipitação dos minerais é consequência da diminuição de temperatura, no qual a magnetita seria o primeiro mineral a cristalizar, seguida por antigorita, lizardita e crisotila, nessa ordem, conforme o estudo realizado por Viti (2010).

Serpentinito Marrom (lâmina 32)

Trata-se do litotipo de menor área de ocorrência no depósito, sendo composto por lizardita (30-45%), crisotila (20-30%), antigorita (15-25%), magnetita (5-10%) e traços de clorita.

A rocha preserva a textura ígnea fanerítica equigranular fina do peridotito original, com resquícios de cristais de olivina intensamente microfissurados. Ao longo destas microfissuras as bordas da olivina encontram-se alteradas para lizardita+antigorita (Figura 77)

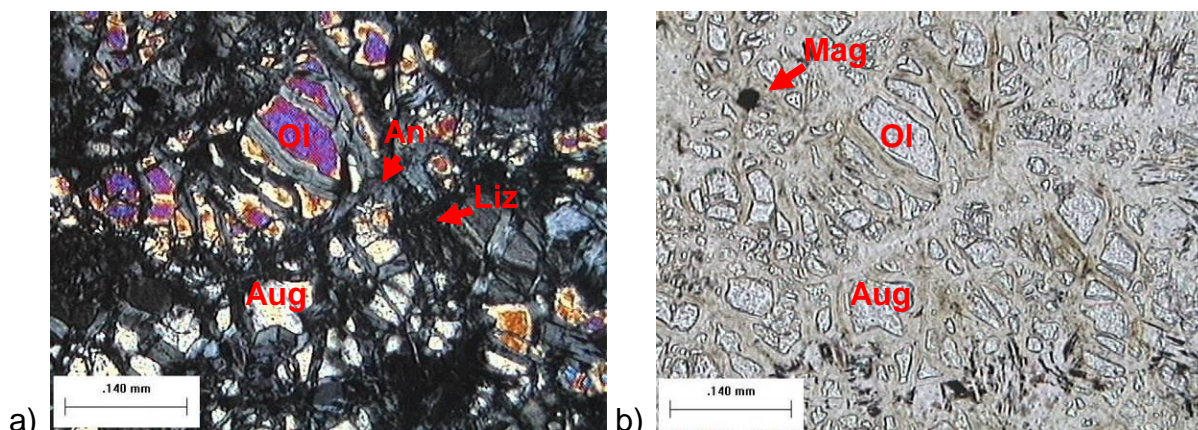


Figura 77. Fotomicrografia de cristais de olivina (Ol) e augita (Aug), alterados para antigorita (An) + lizardita (Liz) em meio à matriz magnetita (Mag) + antigorita (An) + lizardita (Liz). (a) Nicóis cruzados e (b) Paralelos.

A matriz da rocha, de granulação fina, é constituída pela paragênese lizardita+antigorita+crisotila. A alteração da olivina segue a seguinte sequência de reação olivina → antigorita → lizardita → crisotila.

A estrutura da rocha é marcada pela orientação incipiente dos cristais subedricos de magnetita primária, definindo uma estrutura de fluxo magmático. Resquícios de cristais de olivina e augita indicam que o protólito foi um peridotito que, submetido a um evento térmico de caráter hidrotermal, alterou sua composição original, transformado a augita e a olivina em antigorita + crisotila + lizardita + clorita + magnetita. Mesmo com o avançado grau de alteração da rocha a textura e a estrutura primárias foram preservadas, indicando o caráter ígneo do protólito.

Neste litotipo, é comum a presença de veios de crisotila, em cujas paredes são observados, em escala microscópica, a precipitação de magnetita. Nota-se também a transição da crisotila para antigorita e, posteriormente, para lizardita.

Serpentinito Preto (Lâmina 58 – 59 – 174 A e B)

Litotipo composto por antigorita (20-45%), lizardita (25-35%), magnetita (5-10%), crisotila (5-10%) e traços de perovskita, ilmenita, hematita e rutilo (em seção polida). A textura da rocha é caracterizada pela cristalização em ampulheta, dos cristais de lizardita, sendo que em seus vértices ocorreu a precipitação de magnetita, hematita e perovskita.

A matriz da rocha é constituída por lizardita + antigorita + magnetita. Nota-se uma passagem gradual da antigorita para lizardita, a partir das bordas dos cristais em ampulheta. A magnetita apresenta duas fases principais de cristalização. A primeira, de origem metamórfica, compreende cristais alongados e fracamente orientados, sugerindo um evento dinamotermal (Figura 78).

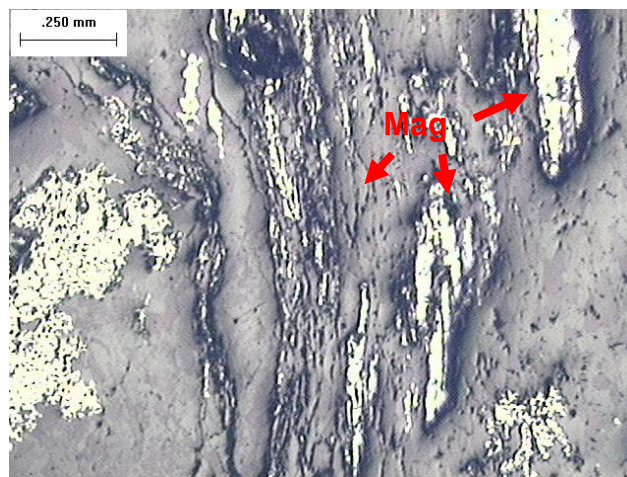


Figura 78. Fotomicrografia de magnetita (Mag) de origem metamórfica. Luz refletida, nicóis paralelos.

A magnetita da segunda fase de cristalização hidrotermal, com hábito anédrico encontra-se em paragênese com hematita e perovskita. Em microscópio com luz transmitida, estes minerais são observados ao redor dos cristais de lizardita em ampulheta.

A perovskita, de hábito subédrico, geralmente apresenta bordas de alteração para rutilo (figura 79). Pontualmente, ela apresenta estrutura dobrada, marcada, em escala microscópica, pela precipitação de substância silicosa esverdeada (Figura 80), constituída por sílica+perovskita.

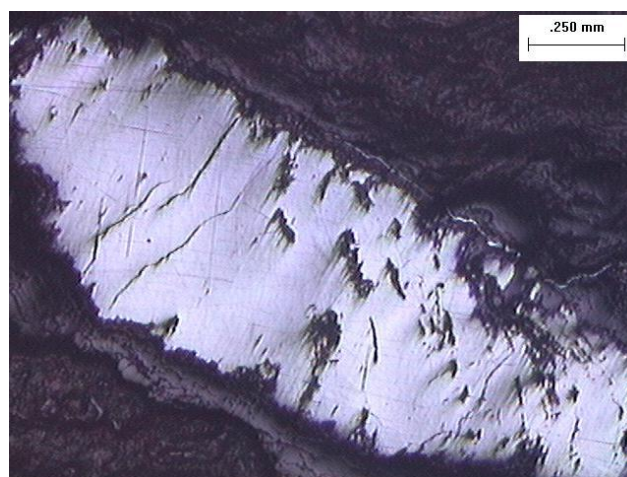


Figura 79. Fotomicrografia de cristal de perovskita com bordas alteradas para rutilo. Luz refletida, nicóis paralelos.

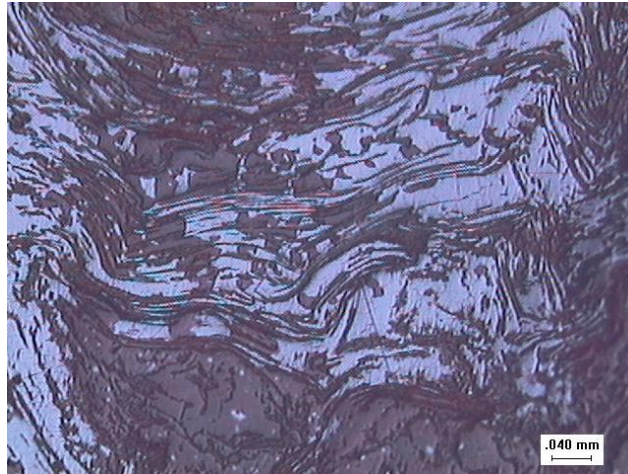


Figura 80. Fotomicrografia de cristas de perovskita com feição de dobramento. Luz refletida, nicois paralelos.

Na amostra 174B, de serpentinito preto, encontram-se fraturas preenchidas por crisotila. Perpendicularmente a estas fraturas, há fraturas fechadas de segunda ordem, onde se nota a transição de crisotila para lizardita, retratada na fotomontagem da figura 81.

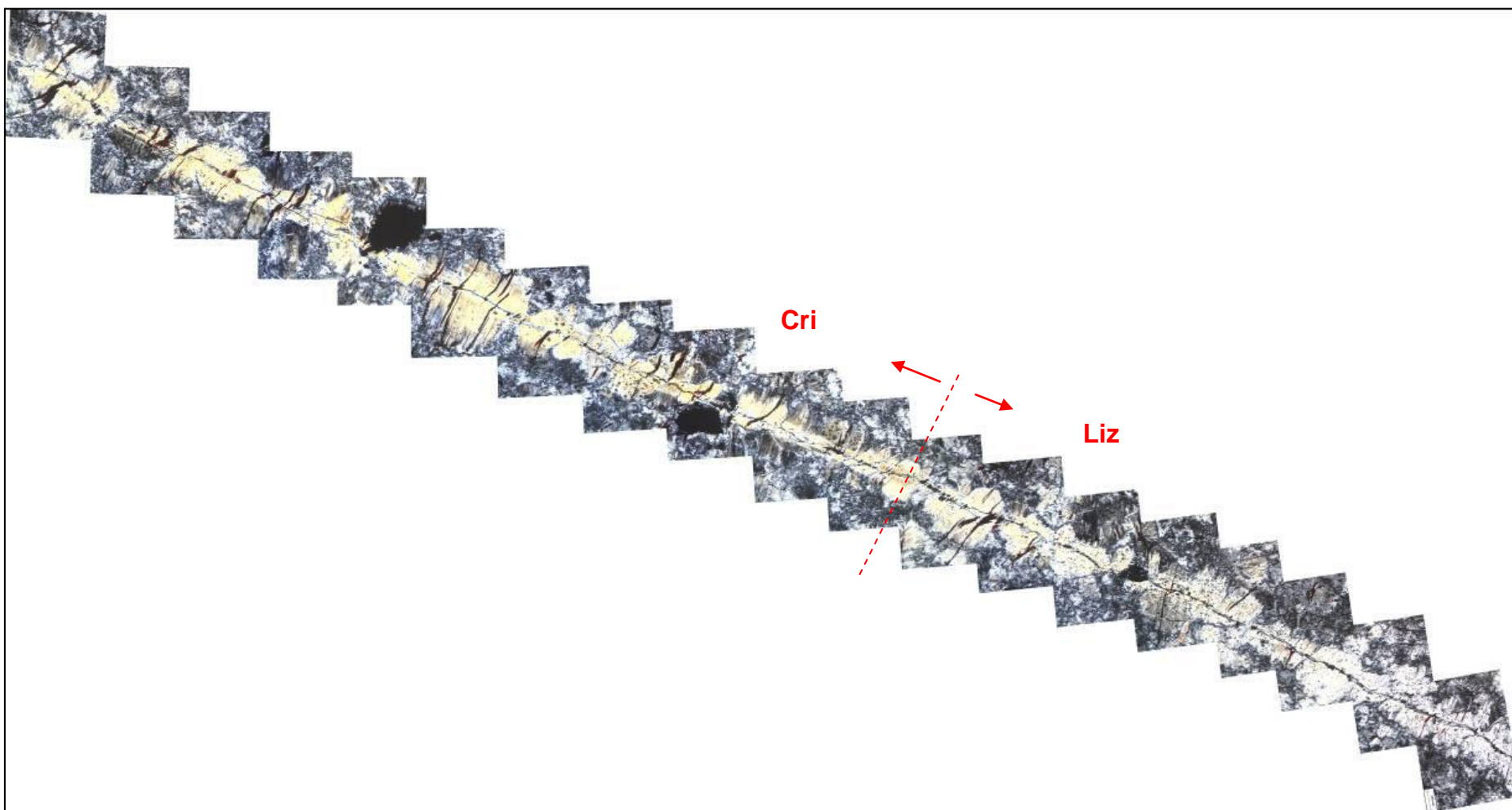


Figura 81. Montagem de uma seqüência de fotomicrografias que mostram a passagem gradual da lizardita (Liz) para crisotila (Cri). Nicóis cruzados.

As duas fases de cristalização de magnetita evidenciam os processos de alteração, tanto metamórfico quanto hidrotermal, aos quais o protólito dos serpentinitos pretos foi submetido. No entanto, o registro da primeira fase de alteração, de caráter metamórfico, restringe-se aos cristais de magnetita alongados, estando mascarado pelo evento hidrotermal posterior. Foi esse processo o maior responsável pela formação do serpentinito preto, determinando a transformação da assembléia mineral pretérita na paragênese lizardita+antigorita+crisotila. Estes minerais, de origem hidrotermal, encontram-se bem cristalizados, um indicativo de que houve grande volume de fluido que percolou a rocha durante o tempo necessário para a formação de serpentinas.

Posteriormente ao hidrotermalismo houve um novo aporte ou refluxo de fluido hidrotermal, possibilitando a formação de veios de crisotila com ramificações perpendiculares a fratura principal. A passagem gradual de lizardita para crisotila nestas ramificações é indicativo de uma possível diminuição de temperatura, responsável pela cristalização de crisotila

6. PROCESSO MINERALIZADOR

Neste capítulo serão discutidos os processos envolvidos na formação do depósito de crisotila, motivo pelo qual foram realizados estudos petrográficos, petroquímicos e estrutural dos litotipos e fácies de minério presentes no depósito visando compreender os processos metassomáticos ativos durante a cristalização da crisotila.

6.1 Características morfológicas e composição mineral das fácies de minério

A proposta deste capítulo é identificar as diferentes morfologias das estruturas mineralizadas, utilizando-se, para tanto, de observações de campo dessas feições, onde foram identificadas fraturas mineralizadas com crisotila com ou sem franjas de alteração e a ocorrência de franjas de alteração em fraturas sem crisotila. A partir da descrição de amostras e da classificação das diferentes estruturas mineralizadas, são identificadas 5 estruturas diferentes:

1. Fraturas sem crisotila:

- AM-1: Fraturas sem crisotila, em serpentinito vermelho, com duas franjas de alteração identificadas pela coloração verde (borda interna) e vermelha (borda externa (Figura 82).
- AM-2: Fraturas sem crisotila, em serpentinito preto, com três franjas de alteração identificadas pela coloração cinza e textura fibrosa (borda interna), verde (borda intermediária) e vermelha, pouco expressiva (borda externa) (Figura 83).

2. Fraturas preenchidas por crisotila

- AM-3: Fratura com crisotila, em serpentinito marrom, com três franjas de alteração identificadas pela cor verde (borda interna, que envolve a crisotila) e amarela (borda externa) (Figura 84).
- AM-4: Fratura com crisotila, em serpentinito vermelho, com duas franjas de alteração identificadas pela coloração verde (borda interna) e vermelha (borda externa) (Figura 85).
- AM-5: Fratura com crisotila, em serpentinito marrom, com duas bordas de alteração identificadas pela coloração verde (borda interna) e vermelha (borda externa) (Figura 86).

Visando compreender os processos formadores da crisotila, foram coletadas amostras de cada franja de alteração de cada uma das cinco estruturas mineralizadas acima descritas. Essas amostras foram analisadas por ICP-MS (Tabela 6) e os seus pesos específicos foram determinados, visando-se, com isso, realizar um estudo de perda e ganho de massa ocorrido durante a formação das franjas de alteração.

Amostra AM-1



Figura 82 . Amostra de serpentinito vermelho com bandas de alteração verde e vermelha, sem crisotila.

Amostra AM-2



Figura 83. Amostra de serpentinito preto com bandas de alteração vermelha, verde e cinza, sem crisotila.

Amostra AM-3

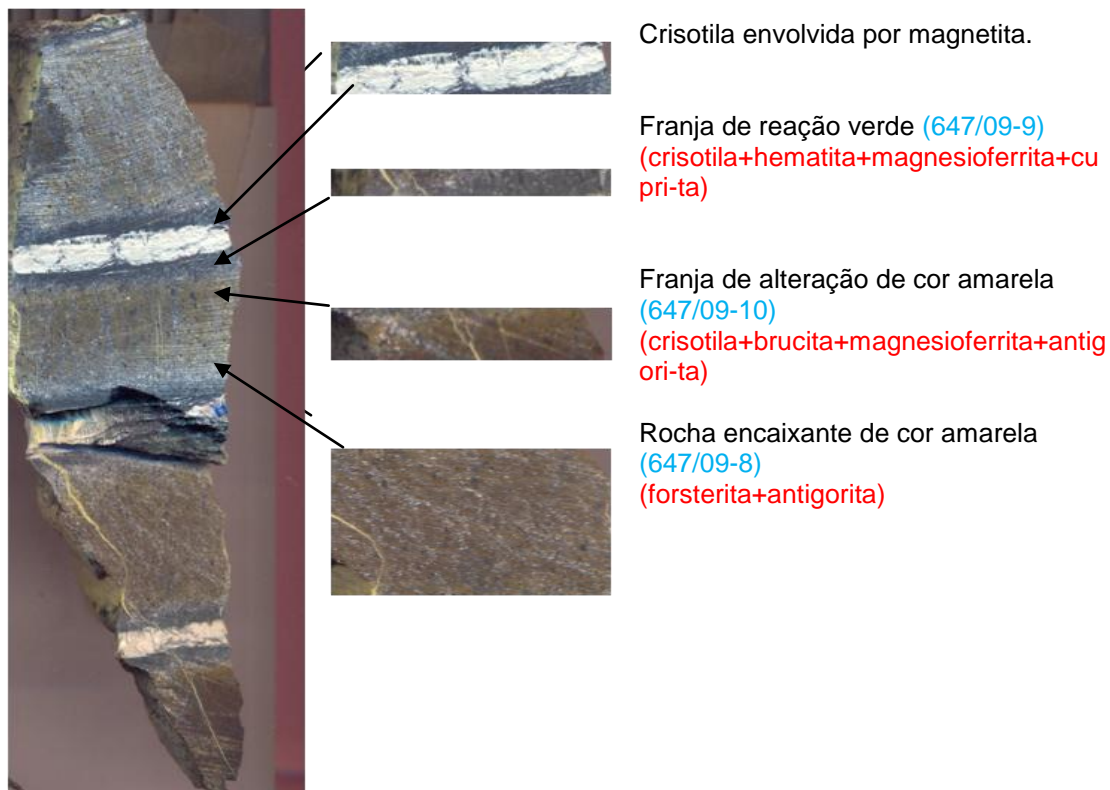


Figura 84. Amostra de serpentinito marrom com tons amarelados com fraturas com crisotila e franjas de alteração verde e amarela.

Amostra AM-4



Figura 85. Amostra de serpentinito vermelho com fraturas com crisotila e franjas de alteração verde e vermelha.

Amostra AM-5

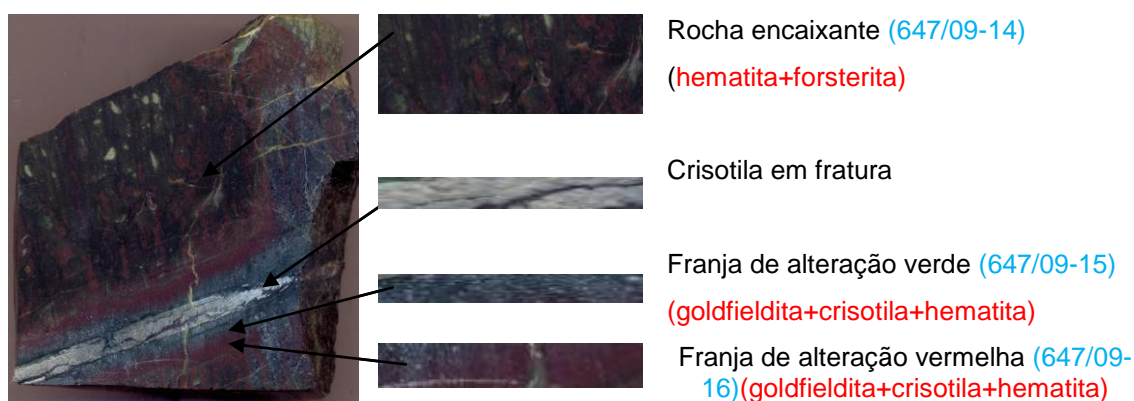


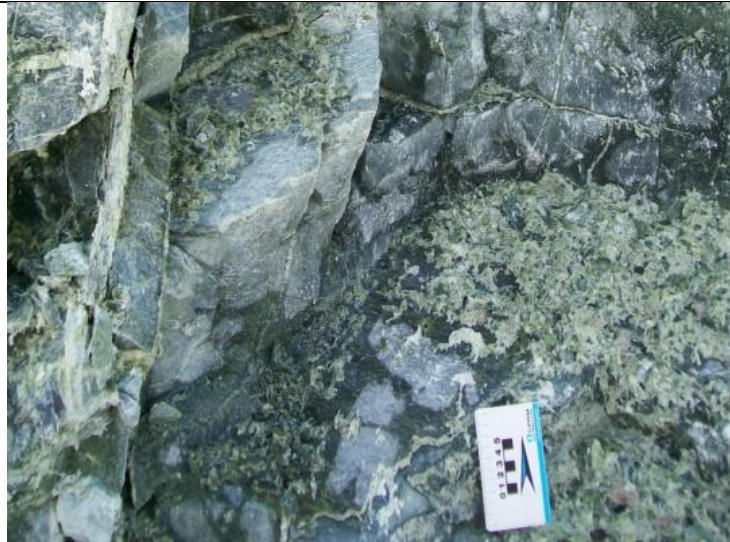
Figura 86. Amostra de serpentinito preto com fraturas com crisotila e franjas de alteração verde e vermelha.

O minério de crisotila (= rocha com fraturas preenchidas por crisotila) apresenta cinco diferentes modos de ocorrência, sendo o mais comum aquele com crisotila tipo *cross* (*crisotila cristalizada perpendicular as paredes de fraturas*), que correspondem aos teores mais elevados, associados a falhas normais e inversas, bem como às fraturas de alívio (tabela 5).

Tabela 5. Classificação das diferentes feições de minério do depósito.

Estrutura	Fotografia
<p><i>StockWork</i></p> <p>Estrutura sem padrão regular. Ocorre preferencialmente nos serpentinitos verdes, ao longo da região centro-sul da cava B e sul da cava A. A parte clara, anastomosada, é composta por vênulas preenchidas por crisotila tipo “cross”.</p>	

Veios de crisotila “cross”, que correspondem a mineralização mais comum, que ocorrem em todas as litologias aflorantes nas cavas, inclusive no grafitito e no rodingito. É mais comum nas proximidades de falhas transcorrentes e normais, onde gradativamente passa para uma “pré-crisotila”.



Vênulas de crisotila sem franja de alteração. Restrita a região de borda dos “stockworks”.



Vênula de crisotila com magnetita, sem franja de alteração. Ocorrência restrita a região nordeste da cava A. Feição descontínua, com paredes dos veios bem definidas, sem franjas de alteração.





6.2 Petroquímica

Para o estudo petroquímico, foram feitas análises em rocha total de 30 amostras coletadas nas cavas A e B do depósito, sendo cada uma correspondente ou a um dos litotipos aflorantes ou às bordas de alteração do minério do depósito. As amostras foram analisadas para SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , LOI , Ba , Sr , Y , Sc , Zr , Be , V , Ni , Cu , Zn , Ga , Rb , Nb , Mo , Ag , Sn , Cs , Hf , Tl , Pb , Bi , Th , U , Au , As , Sb , Se , La , Ce , Pr , Nd , SM , Eu , Gd , Tb , Dy , Ho , Er , Tm , Yb e Lu com ICP – MS, pela AcmeLab (tabela 6) e difratometria de raios X pelo LAMIR.

Tabela 6. Composição química das 30 amostras de rochas utilizadas para o estudo petroquímico.

6.2.1 Perdas e ganhos de elementos

A alteração hidrotermal e a mineralização de crisotila implicaram na lixiviação de alguns elementos e na adição de outros. Para compreender a perda e ganho em massa dos elementos durante a alteração, foram usadas técnicas de determinação da mobilidade de elementos, desenvolvidas para processos que normalmente ocorrem em ambientes isoquímicos ou quase isoquímicos. Na maior parte das vezes, no entanto, o hidrotermalismo se associa a modificações estruturais que transformam a rocha profundamente, fraturando-a e causando modificações importantes de volume e densidade.

No depósito de crisotila da mina de Cana Brava, ocorrem rochas serpentiniticas com bordas de alteração hidrotermal de caráter tardio em relação à serpentinização, geradas por reações químicas entre fluído e a rocha encaixante. Este capítulo trata das modificações impostas à rocha pelo processo hidrotermal

6.2.2 Metodologia

Gresens (1967) desenvolveu uma equação que trabalha ao mesmo tempo com mudanças no volume e nos teores de elementos de rochas metassomatizadas, comparando a composição da rocha alterada à de rochas de referência, consideradas protolitos. Esta técnica somente pode ser utilizada em casos onde um elemento, no mínimo, do protolito tenha se mantido imóvel durante as reações de metassomatismo.

Admitindo-se que o teor do elemento imóvel seja o mesmo antes e depois da transformação, as mudanças de teores dos outros elementos podem ser quantificadas com a equação de Gresens (op. cit). Em 1986, Grant propôs uma alternativa ao uso da técnica de Gresens (op. cit), visando tornar mais fácil a identificação de qual, ou quais, elementos permaneceram imóveis durante o metassomatismo e a determinação da variação de volume das rochas alteradas em relação aos seus protolitos. Fez isso ajustando uma linha, denominada “isócona”, entre os pontos representativos dos teores de elementos de uma rocha de referência (= protolito) e os teores dos mesmos elementos de outra amostra da mesma rocha alterada por reações químico-mineralógicas. Elementos cujos pontos estão sobre a isócona não foram

submetidos à modificação de teor durante o metassomatismo, os que estão abaixo perderam massa e os que estão acima ganharam massa.

A técnica de Grant (1986), desenvolvida a partir da equação de Gresens, tem como ponto forte o aumento da acurácia dos resultados com o uso da densidade das amostras. Nesse trabalho optou-se trabalhar com a técnica de Grant fazendo um primeiro ajuste das isóconas com auxílio do método dos mínimos quadrados, e, em seguida, fazendo o ajuste final de acordo com os pontos (substâncias químicas) mais próximos da linha de tendência e conduzindo a isócona a passar pela origem.

6.2.3 Seleção das amostras “de referência” (= protólitos dos serpentinitos)

Inicialmente dunitos, piroxenitos, anfibolitos e peridotitos foram considerados como os possíveis protólitos dos serpentinitos.

No caso dos dunitos, teores em ETR abaixo do limite de detecção impediram a comparação da assinatura deste litotipo com a dos serpentinitos. A transformação dos anfibolitos em serpentinitos, por sua vez, envolveria uma diminuição de volume de mais de 70%, não sendo coerente em processos metassomáticos, levando à exclusão deste litotipo dentre os possíveis protólitos dos serpentinitos. Finalmente, as rochas selecionadas como “de referência” (= possíveis protólitos dos serpentinitos) para o estudo petroquímico do depósito foram o peridotito SAMA 20 e o piroxenito SAMA 28, as menos afetadas pelo hidrotermalismo.

Correlacionando o Spidergrama dos elementos terras raras das amostras de peridotito e piroxenito com os perfis de decaimento de ETR dos serpentinitos, notam-se as diferenças nas assinaturas geoquímicas, a princípio, não representam *trends* correlacionáveis (Figura 87).

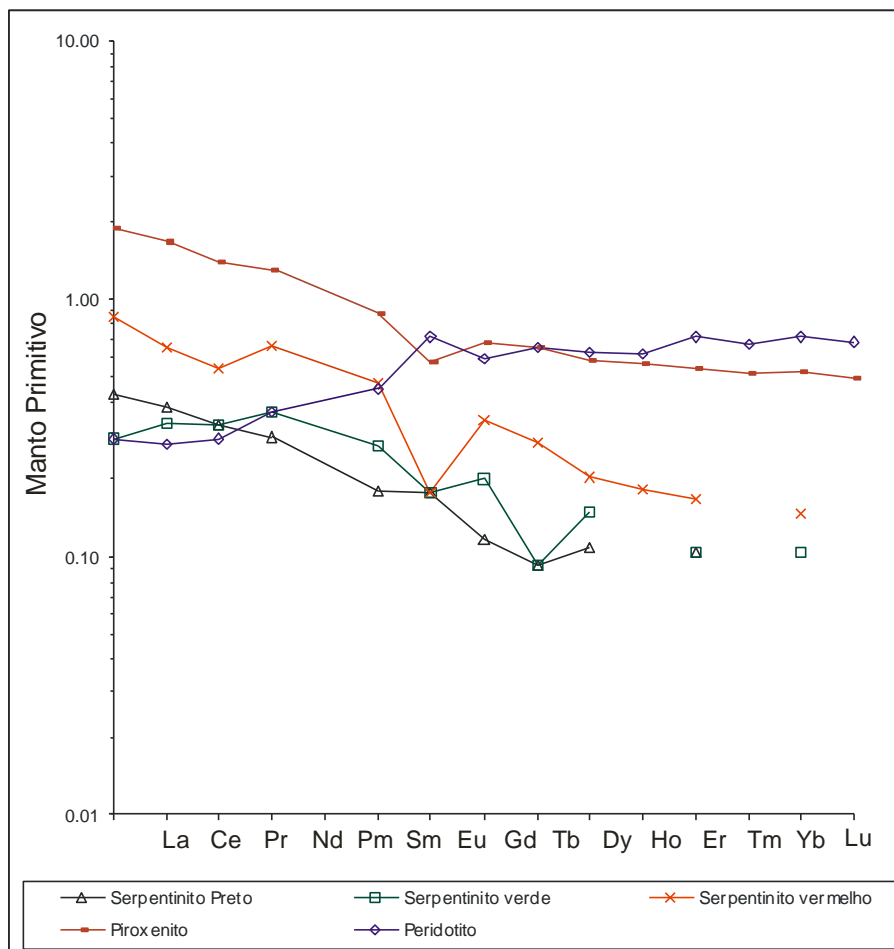


Figura 87. Spidergrama da variação dos teores de elementos Terras Raras dos serpentinitos, piroxenito e peridotito, normalizados pelo “manto primitivo” (McDonough et al. 1991).

No entanto, a correlação genética é possível caso se considere que, durante o processo de serpentinização das rochas peridotítica e piroxenítica, o fluido metassomático tenha causado a lixiviação de elementos terras raras. Henderson (1996) considerou em seu trabalho que a remoção de ETR está associada à razão fluido/rocha no sistema hidrotermal e que essa relação seria responsável pela mobilidade de ETR, a depender do índice de partição dos elementos em relação ao fluido.

Como se observa da figura 6.2.3, para que o peridotito e o piroxenito sejam considerados protólitos de serpentinitos, os ETR leves e pesados devem ter sido lixiviados na transformação de piroxenitos em serpentinito. No caso do peridotito deveria ter ocorrido adição de ETR leves e lixiviação de ETR pesados. Partindo desse pressuposto, prosseguiu-se com o estudo de perdas e ganhos de elementos químicos durante a serpentinização.

6.2.4 Mobilidade dos elementos durante o processo de serpentinização

Para o estudo da mobilidade de elementos durante o processo de serpentinização dos peridotitos e piroxenitos do depósito, foram construídas 3 isóconas, com o intuito de se determinar as perdas e ganhos químicos envolvidos no processo. As isóconas foram construídas com base nas amostras de referência SAMA 20 (peridotito) e 28 (piroxenito) comparando-as às amostras “alteradas” para serpentinito preto (SAMA 19), vermelho (SAMA 25) e verde (SAMA 29).

O critério de ajuste das isóconas baseou-se na construção de uma linha de tendência linear a partir do método dos quadrados mínimos, esta linha deve passar pela origem e caso isso não ocorra, ajusta-se manualmente a isócona apoiando-a nos mesmos elementos utilizados para a construção da linha de tendência. Com a isócona construída, sua inclinação pode ser calculado através da seguinte equação de Grant:

$$\text{Inclinação da isócona} = Mo/Ma$$

onde: Ma (massa da amostra alterada)

Mo (massa da amostra de referência)

Considerando que uma isócona com inclinação = 1 ($= 45^\circ$) indica que as substâncias utilizadas no ajuste foram imóveis, a inclinação obtida das isóconas construídas para cada protolito em relação aos serpentinitos pode indicar a relação de parentesco, a partir da menor mobilidade de elementos que corresponderia a uma inclinação da isócona mais próxima de 1 ou 45° .

6.2.4.1 Serpentinito Preto

Foram construídas duas isóconas para o estudo de perda e ganho químico no processo de serpentinização que gerou o serpentinito preto. A primeira teve como base as amostras SAMA 20 e 19 (considerando o peridotito como protolito do serpentinito preto) enquanto a segunda, as amostras SAMA 28 e 19, considerando o piroxenito como rocha protolito (figura 88).

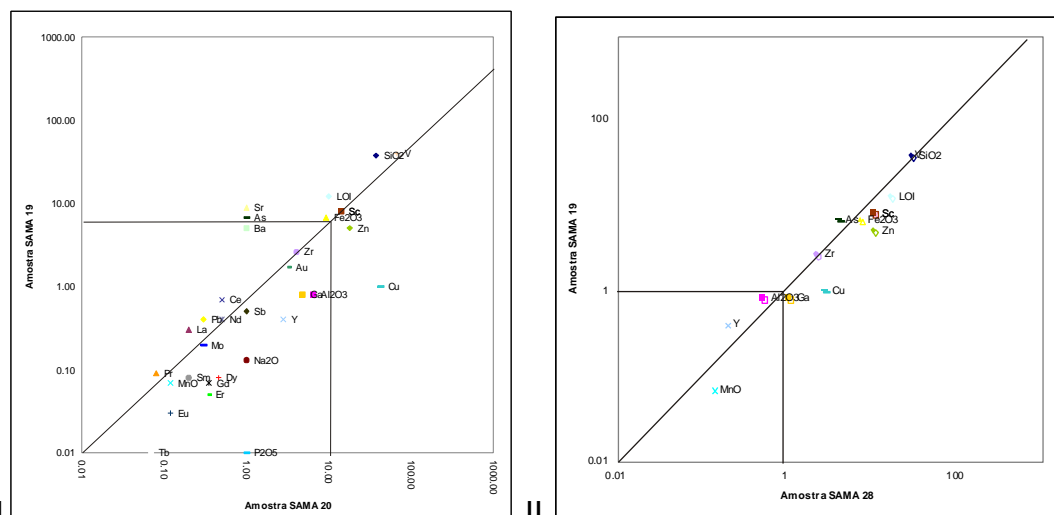


Figura 88. Isócona da amostra de referência SAMA 20 vs. SAMA 19 (I) e SAMA 28 vs SAMA 19 (II), em serpentinito preto.

Construídas as isóconas, a inclinação foi calculada:

(1) Inclinação = $M^0/M^A = 10 / 6 = 1,66$ para a amostra SAMA 20;

$0,9/1,0 = 0,9$ para a amostra SAMA 28.

Ao utilizar o piroxenito como referência, a inclinação obtida foi de 0,9, enquanto o peridotito apresentou inclinação 1,66. Assim, assume-se que a para um protólito piroxenítico, a mobilidade dos elementos durante o hidrotermalismo seria menor que no caso de um protólito peridotítico. Com base em uma mobilidade menor demonstrada pela inclinação da isócona, admitiu-se que o protólito do serpentinito preto tenha sido a rocha piroxenítica.

Escolhido o protólito, calculou-se a mobilidade dos elementos maiores com o auxílio do método geométrico, conforme definido por Grant (1986), no qual a variação de massa para cada substância, consequência do metassomatismo, é determinada através da construção de uma reta que passa pela origem, pelo ponto correspondente à substância que se deseja calcular a variação de massa, até uma escala vertical graduada proporcionalmente à inclinação da isócona (Grant 1986), o que permite a leitura direta da perda ou ganho em massa do elemento (Figura 89).

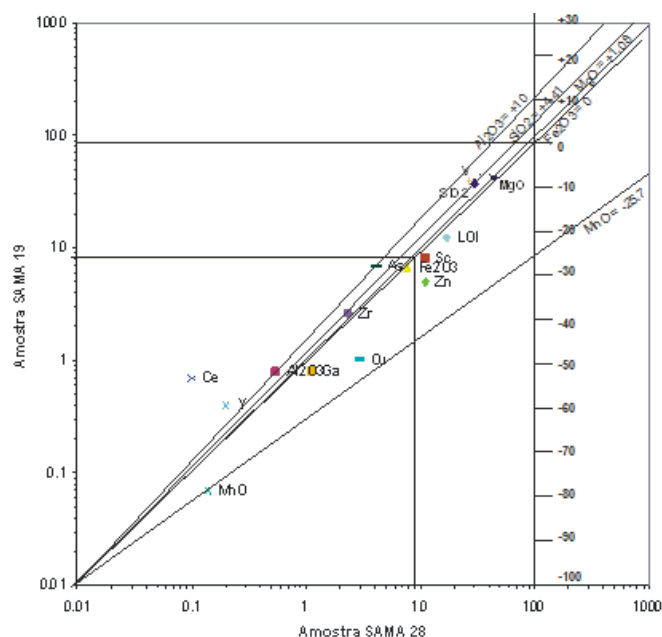
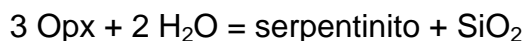


Figura 89. Geometria básica da isócona ajustada para o serpentinito preto, gerado a partir da serpentinização de piroxenito.

Durante a serpentinização do piroxenito o Fe_2O_3 manteve-se imóvel e o ganho em massa de 4% de SiO_2 e 1% de MgO pode ser explicado pela transformação da olivina em serpentina, de acordo com Frost & Brard (2007):



O ganho em massa de 10% em Al_2O_3 e a perda em cerca de 20% de MnO , pode ser explicado pela variação relativa dos teores dos elementos da amostra de referencia em comparação a amostra alterada.

O estudo da mobilidade dos elementos maiores, durante a formação dos serpentinitos vermelho e verde, seguiu a mesma metodologia empregada no estudo do serpentinito preto. As isóconas construídas para os serpentinitos vermelho e verde, bem como, as perdas e ganhos em massa dos elementos maiores envolvidos no processo de serpentinização de peridotito podem ser visualizadas na figura 90.

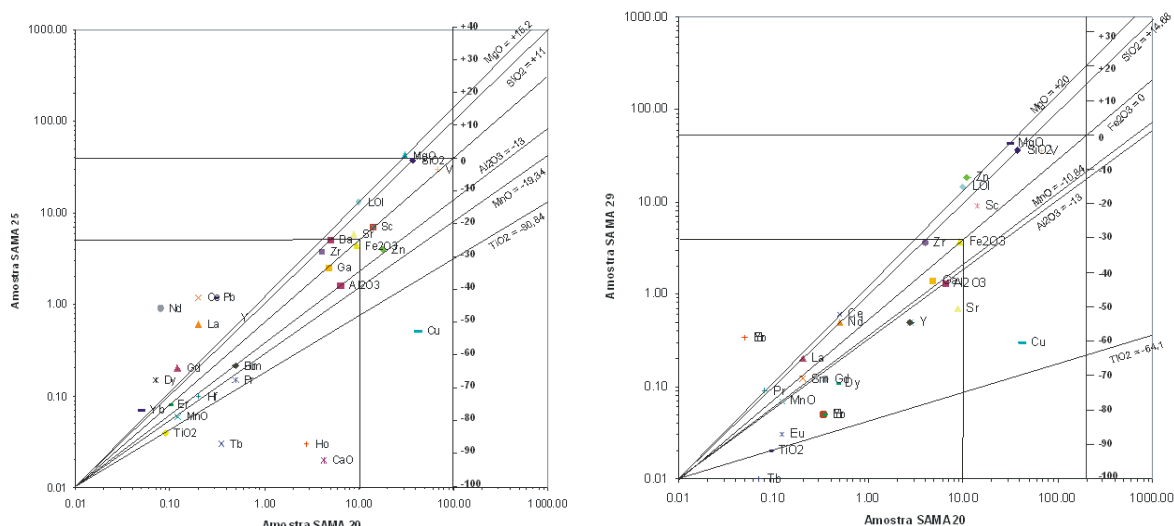


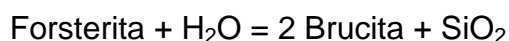
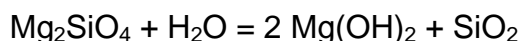
Figura 90. Isóconas ajustadas para o serpentinito vermelho (SAMA 20 x SAMA 25) e verde (SAMA 20 x SAMA 29). Construídas considerando o peridotito como protolito.

6.2.4.2 Serpentinito vermelho

A perda e ganho em massa dos elementos maiores durante a formação de serpentinito vermelho baseou-se no ajuste de duas isóconas considerando o peridotito e piroxenito como prováveis protolitos. A inclinação da isócona igual a 1 para o peridotito e 0,7 para o piroxenito, mostra que o peridotito corresponde à rocha fonte mais provável para a formação do serpentinito vermelho.

A isócona ajustada, considerando o peridotito como amostra de referência, mostra que durante o processo de serpentinização de peridotito e formação de serpentinito vermelho, o Fe_2O_3 teve um comportamento imóvel (figura 87).

O ganho em massa do serpentinito de 15,2% em MgO e 11% em SiO_2 , em relação ao piroxenito pode ser explicado pela hidratação da olivina gerando brucita, segundo Frost (2007).



A perda em massa na ordem de 13% em Al_2O_3 pode ser explicada pela variação relativa de teores da amostra de referência em comparação a amostra alterada.

6.2.4.3 Serpentinito verde

O estudo da mobilidade de perda e ganho de elementos durante a formação de serpentinito verde, baseou-se no ajuste de isócona considerando o peridotito como provável protolito, por apresentar uma inclinação da isócona igual a 1 ($=45^\circ$) para o peridotito e 0,7 para o piroxenito.

A isócona ajustada mostra que, durante a serpentinização, o Fe_2O_3 teve um comportamento imóvel. A serpentinização do peridotito, com a hidratação da olivina, gerou brucita, com ganhos de massa de 14% em SiO_2 e 20% em MgO . A perda de 13% de massa de Al_2O_3 e de MnO associada aos ganhos em SiO_2 e MgO , mostra que o processo de serpentinização do peridotito resultando em serpentinitos vermelho e verde aparenta ser o mesmo.

6.2.4.4. Discussão sobre a mobilidade das substâncias e as perdas e ganhos de massa durante a serpentinização de peridotito e piroxenito.

Os resultados numéricos de perdas e ganhos em massa dos elementos maiores durante a serpentinização de peridotito e piroxenitos, podem ser observados na tabela 7 e figura 91.

Tabela 7. Perdas e ganhos em massa dos elementos maiores durante a serpentinização de peridotito e piroxenitos.

óxidos	serpentinito preto	serpentinito vermelho	serpentinito verde
SiO_2	4,41 %	11,00 %	14,68 %
Al_2O_3	10,00 %	-13,00 %	-13,00 %
Fe_2O_3	0,00 %	0,00 %	0,00 %
MnO	-25,70 %	-19,34 %	-10,84 %
MgO	1,08 %	15,20 %	20,00 %
CaO	-	-87,00 %	-
Na_2O	-	-	-
K_2O	-	-	-
TiO_2	-	-30,84 %	-64,10 %
P_2O_5	-		-

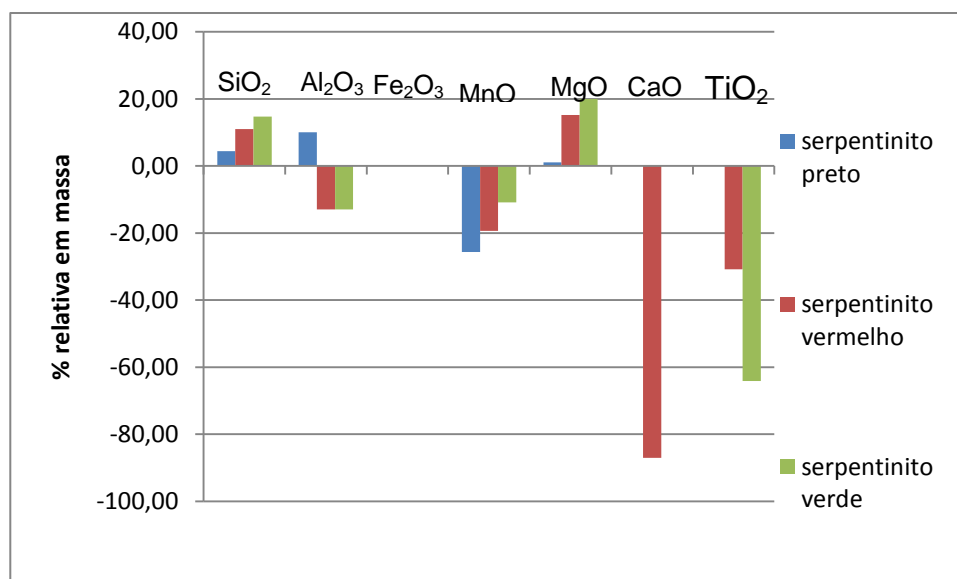


Figura 91. Gráfico das perdas e ganhos em massa dos elementos maiores envolvidos na serpentinização de peridotito e piroxenito.

Durante a serpentinização de peridotitos e piroxenitos, o Fe_2O_3 teve um comportamento imóvel e as principais mudanças correspondem aos ganhos em massa de SiO_2 e MgO , relacionados à hidratação da olivina e ortopiroxenito, gerando, brucita+sílica e ortopiroxênio = serpentina+ sílica.

Dentre os óxidos, a mobilidade do TiO_2 chama atenção, pois se esperava um comportamento pouco móvel a imóvel para essa substância. No caso do MnO seu comportamento móvel durante o processo causou dúvida a respeito da sua correlação com a composição mineral, por não estar presente na malha cristalina dos minerais analisados.

6.2.5 Perdas e ganhos ocorridos durante a formação das franjas de alteração hidrotermal em fraturas

O estudo de perdas e ganhos químicos ocorridos durante a formação de bordas de alteração hidrotermal em fraturas nos serpentinitos pretos e vermelhos baseou-se nas amostras designadas AM (tabela 8).

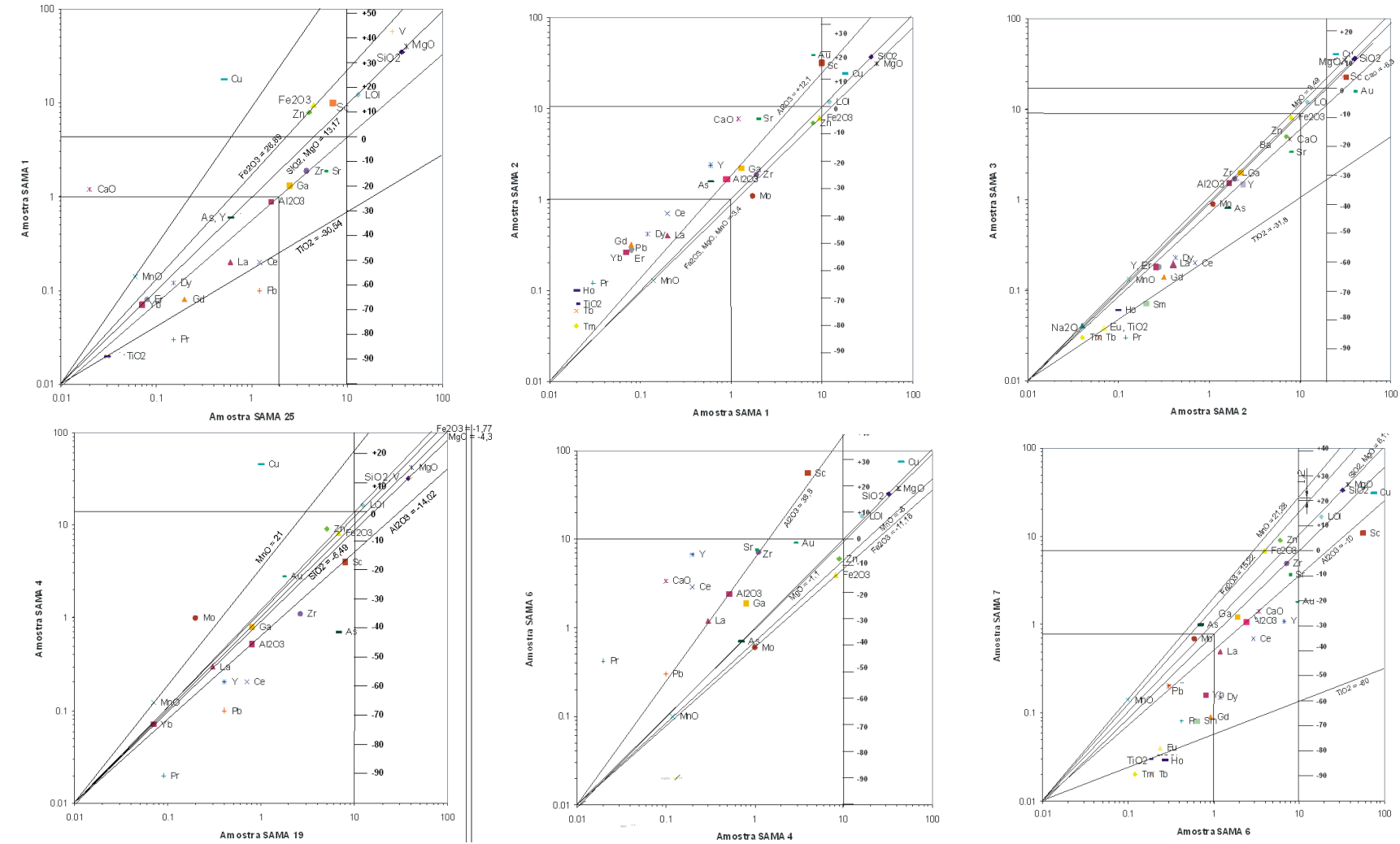
Procedeu-se com o estudo correlacionando as bandas de alteração das amostras AM-1, AM-3 e AM-4 com o serpentinito vermelho e as das amostras AM-2 e AM-5 com o serpentinito preto. Os procedimentos para o ajuste das isóconas para cada borda de alteração hidrotermal seguiu o mesmo procedimento utilizado no estudo da serpentinização de peridotito e piroxenito.

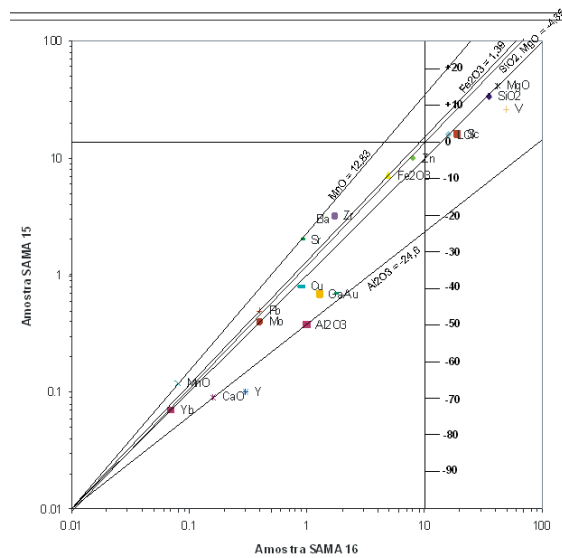
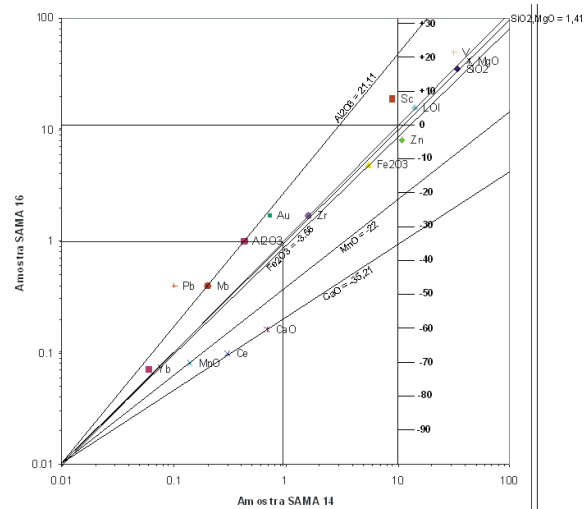
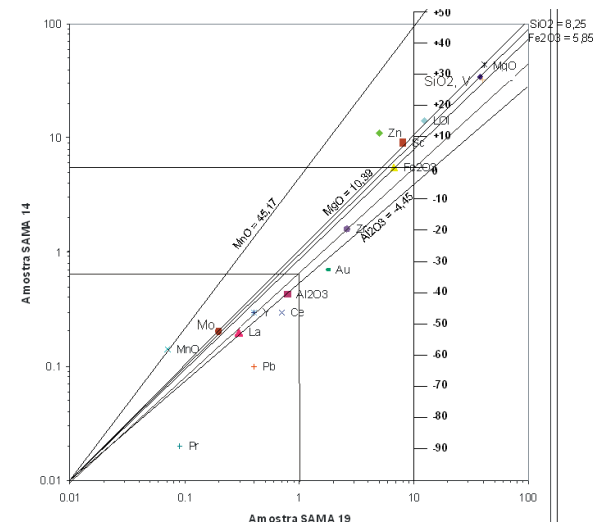
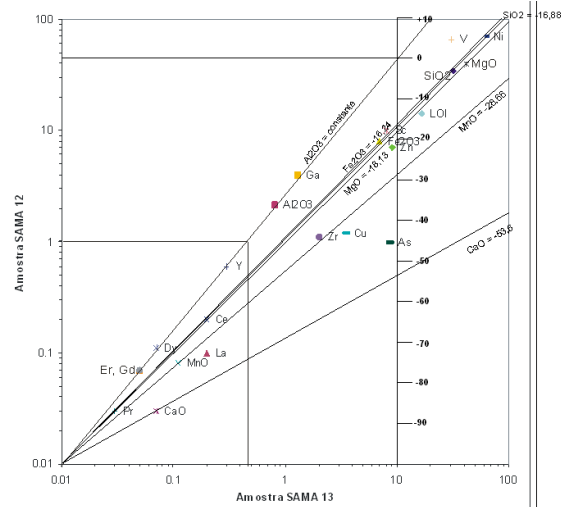
Os resultados de perdas e ganhos em massa dos elementos maiores envolvidos no processo de formação das bordas de alteração, podem ser observados na tabela 8.

Tabela 8. Classificação e composição mineral determinada por difratometria de raios X das bordas de alteração observadas ao lado de fraturas em piroxenitos e peridotitos. Fórmula químicas extraídas de Deer (1984).

Amostra	Borda	Minerais que compoem as bordas de alteração							
Serpeninito vermelho		antigorita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	lizardita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	magnetita	Fe ₃ O ₄	clorita	(Mg, Fe ² , Fe ³ , Mn, Al) ₁₂ [(Si, Al) ₈ O ₂₀](OH) ₁₆
AM-1	encaixante	Forsterita	(Mg ₂ SiO ₄)	Antigorita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄				
	vermelha	diopsidio	CaMgSi ₂ O ₆	lizardita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	antigorita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄		
	verde	augita	(Ca, Mg, Al) ₂ (Si, al) ₂ O ₆	Antigorita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	pirita	FeS ₂	lizardita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄
Serpeninito preto		antigorita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	lizardita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	crisotila	Mg ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	magnetita	Fe ₃ O ₄
AM-2	encaixante	brucita	Mg(OH) ₂	crisotila	Mg ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	lizardita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄		
	vermelha	lizardita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	shoepita	UO ₂ .2H ₂ O	magnetita	Fe ₃ O ₄		
	verde	lizardita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	calcita	CaCO ₃				
	central	lizardita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	calcita	CaCO ₃	ilmenita	FeTiO ₂		
Serpeninito vermelho		antigorita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	lizardita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	magnetita	Fe ₃ O ₄	clorita	(Mg, Fe ² , Fe ³ , Mn, Al) ₁₂ [(Si, Al) ₈ O ₂₀](OH) ₁₆
AM-3	encaixante	cuprita	CuO ₂	Antigorita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	crisotila	Mg ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	brucita	Mg(OH) ₂
	ocre	brucita	Mg(OH) ₂	Antigorita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	crisotila	Mg ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	magnesioferrita	MgFe ₂ O ₄
	verde	cuprita	CuO ₂	hematita	Fe ₂ O ₃	crisotila	Mg ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄		
Serpeninito vermelho		antigorita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	lizardita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	magnetita	Fe ₃ O ₄	clorita	(Mg, Fe ² , Fe ³ , Mn, Al) ₁₂ [(Si, Al) ₈ O ₂₀](OH) ₁₆
AM-4	encaixante	brucita	Mg(OH) ₂	magnetita	Fe ₃ O ₄	lizardita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	crisotila	Mg ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄
	vermelha	brucita	Mg(OH) ₂	magnetita	Fe ₃ O ₄	crisotila	Mg ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	lizardita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄
	verde	diopsidio	CaMgSi ₂ O ₆	magnetita	Fe ₃ O ₄	lizardita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄		
Serpeninito preto		antigorita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	lizardita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	crisotila	Mg ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	magnetita	Fe ₃ O ₄
AM-5	encaixante	Forsterita	(Mg ₂ SiO ₄)	Antigorita	(Mg, Fe) ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄				
	vermelha	hematita	Fe ₂ O ₃	crisotila	Mg ₃ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	goldfieldita	Cu ₁₂ (Te, Sb, As) ₄ S ₁₃		

Tabela 9. Isóconas ajustadas para cada borda de alteração hidrotermal formada a partir de serpentinito vermelho e preto.





6.2.5.1 Franjas de alteração em serpentinito vermelho, sem crisotila (AM-1)

Próximo à região de grandes falhas normais e inversas, são comuns bordas de alteração, em fraturas nos serpentinitos vermelhos. Foram descritas pelo menos três bordas de alteração, contadas a partir da fratura. A primeira, mais externa, consiste na passagem do serpentinito vermelho para a borda encaixante, designada de borda encaixante. A segunda consiste em uma banda vermelha, intermediária, de espessura milimétrica, a menor em comparação às demais. Por último, mais interna e envolvendo a fratura, está a borda verde, que faz contato abrupto com a borda vermelha (Figura 82).

Foram confeccionadas três isóconas, a primeira referente à passagem do serpentinito vermelho para a borda de alteração encaixante (SAMA 25 e SAMA 1), a segunda da borda encaixante vs. borda vermelha (SAMA 1 e SAMA 2) e, a última, da borda vermelha vs. borda verde (SAMA 2 e SAMA 3). As isóconas foram ajustadas a partir da linha de tendência para cada borda de alteração formada a partir de serpentinitos preto e vermelho, mineralizado ou não.

Para melhor compreensão da mobilidade dos óxidos, são descritas separadamente as mudanças químicas decorrentes em cada franja de alteração.

Franja de alteração encaixante (SAMA 25 x SAMA 1)

Corresponde a isócona ajustada com base na amostra de referência serpentinito vermelho, na qual se determinou um ganho em massa de 13% em SiO_2 e em MgO em relação ao serpentinito vermelho, que pode ser explicado pela cristalização de lizardita e antigorita. Durante esse processo ocorreu à cristalização de magnetita, que pode explicar o ganho em massa de quase 27% em Fe_2O_3 .

O grande ganho em massa de CaO , acima de 100%, pode ser explicado pelo fato de o protolito possuir teores muito baixos de CaO e ter havido aporte de CaO pelo fluido hidrotermal.

Franja vermelha (SAMA 1 x SAMA 2)

Durante a passagem da borda de alteração encaixante para a vermelha, a alteração da olivina (forsterita) para diopsídio (piroxênio cálcico), causou ganho em massa de 12% em Al_2O_3 e 30% em CaO . Durante este processo, a SiO_2 teve um comportamento imóvel, ocorrendo a perda em massa na ordem de 3,4% para o Fe_2O_3 e MgO devido a precipitação da antigorita relacionado ao provável aumento de temperatura. É notável o ganho em TiO_2 acima de 100%, mais uma vez não relacionado a composição mineral da franja de alteração.

Franja verde (SAMA 2x SAMA 3)

A borda de alteração verde é caracterizada pela imobilidade do MnO , SiO_2 e a Al_2O_3 durante a formação da borda de alteração. No entanto, ocorreu ganho em massa de 3,5% em MgO que pode ser explicado pela maior cristalização de lizardita. Durante a formação da borda de alteração verde, ocorreu a precipitação de pirita, causando um ganho em Fe_2O_3 na ordem de 3%, e remoção de 31% em massa de TiO_2 em relação a borda vermelha.

6.2.5.2 Frajas de alteração em serpentinito preto (AM-2)

A alteração do serpentinito preto é caracterizada por apresentar 4 diferentes franjas de alteração, organizadas, a partir do serpentinito, por uma franja encaixante que passa gradualmente para uma franja de alteração de cor vermelha de espessura milimétrica, com passagem para uma franja verde que é limitada por uma franja central de cor cinza (Figura 83).

A mobilidade dos elementos maiores durante a formação de cada franja de alteração foi estudada separadamente e os resultados podem ser observados na tabela 10.

Borda de alteração encaixante (SAMA 19 x SAMA 4)

Representada por ganho na ordem de 21% em MnO , o qual não se refletiu na cristalização de nenhum mineral específico da borda de alteração, o que faz considerar que este ganho em Mn possa estar associado ao aporte de Mn pelo fluido e a cristalização de películas de MnO entre os cristais de silicatos.

A perda em massa de 1,8% em Fe_2O_3 , 4,3% em MgO e 6,5% em SiO_2 pode ser explicada pela lixiviação de resquícios de piroxênio do sepiertinito preto e a perda em massa de 14% em Al_2O_3 pode ser explicada pela cristalização de muita crisotila, que tem pouca alumina na sua malha cristalina.

Franja de alteração vermelha (SAMA 4 x SAMA 6)

A passagem da franja encaixante para a franja vermelha é marcada pela imobilidade da sílica. Durante o processo, o MgO apresentou baixa mobilidade, (quase imóvel) com perda de 1% de massa, enquanto o Fe_2O_3 apresentou perda de 11% em massa em relação à franja encaixante, que pode ser explicado pela variação relativa dos teores da amostra de referência em comparação da amostra alterada.

A mobilidade do Al_2O_3 , marcada por um ganho em massa de 38%, chama atenção, por ser uma substância normalmente muito pouco móvel e não corresponder a cristalização de nenhum mineral aluminoso.

Franja de alteração verde (SAMA 6 x SAMA 7)

A precipitação de calcita durante a passagem da borda vermelha para borda verde causou ganho de massa de 10% em CaO . Ganhos em massa de 6% em MgO e SiO_2 poderiam ser explicados por uma precipitação mais intensa da lizardita. O ganho em massa de 16% em Fe_2O_3 pode estar associado à nova precipitação de lizardita.

Franja de alteração central (SAMA 7 x SAMA 5)

Durante a passagem da franja de alteração verde para a borda central, ocorreu um perda em massa de 75% de CaO que pode ser explicada pela remoção da calcita. Durante este processo, Fe_2O_3 foi imóvel e a possível lixiviação de parte de lizardita causou a perda em massa de 5% em MgO e 4% em SiO_2 . O comportamento da alumina, com perda em massa de 8%, pode ser explicado pela pequena variação relativa das concentrações do elemento nas amostras de referência e alterada, o que levaria a uma variação muito pequena de massa e permite admitir um comportamento pouco móvel para essa substância.

6.2.5.3. Franjas de alteração em serpentino vermelho (AM-3)

As franjas de alteração formadas a partir de fraturas mineralizadas, dentro de serpentinito vermelho, são de 3 tipos, posicionadas, a partir da fratura, por uma franja inicial de cor verde de espessura milimétrica a qual grada para uma franja vermelha (figura 84). A passagem da franja vermelha para a franja mais externa, denominada franja encaixante, ocorre por um contato irregular. O estudo de mobilidade dos elementos maiores para cada franja de alteração utilizou os procedimentos relatados para o estudo da borda designada de AM-1, cujos resultados podem ser visualizados na tabela 10. A descrição e discussão da mobilidade dos elementos maiores são relatadas abaixo:

Borda de alteração encaixante (SAMA 25 x SAMA 8)

A transformação de serpentinito vermelho na borda de alteração encaixante, não causou a mobilidade da SiO_2 , mas a precipitação de brucita possibilitou um ganho em massa de 2% em MgO . O ganho em massa de 9% em ferro pode ser explicado pela precipitação de lizardita e antigorita ferrífera, devido a troca do Mg na malha cristalizada da lizardita pelo ferro assimilado do fluído hidrotermal.

A remoção da antofilita causou perda em massa em Al_2O_3 de 12%, mas a perda em massa do TiO_2 acima de 50% não se correlaciona com a composição mineralógica da borda de alteração encaixante, assim como os ganhos de massa acima de 50% para o MnO e CaO .

Franja de alteração ocre (SAMA 8 x SAMA 9)

Durante a formação da borda de alteração ocre o Fe_2O_3 permaneceu imóvel. As perdas em massa de 4% de SiO_2 , 5% de MgO e 8% de Al_2O_3 , podem ser correlacionadas a uma pequena remoção parcial de lizardita e crisotila. A perda de 27% em massa de CaO pode ser explicada pela remoção parcial do carbonato provindo do fluído na formação da borda encaixante.

Franja de alteração verde (SAMA 9 x SAMA 10)

A passagem da borda de alteração vermelha para a verde não causou a mobilidade da alumina, mas a cristalização de hematita possibilitou um ganho em massa de 14% em Fe_2O_3 . Ganhos em massa de 23% em SiO_2 e 21% em MgO podem ser explicados pela precipitação de crisotila e os ganhos de 38% em MnO e 46% em CaO podem estar relacionados às pequenas variações da concentração de MnO e CaO em relação a amostra de referência.

6.2.5.4. Franjas de alteração em fraturas com crisotila hospedadas em serpentinito vermelho – AM-4.

As franjas de alteração em fraturas com crisotila hospedadas em serpentinito vermelho, podem ser descritas, a partir da fratura, por uma franja de alteração de cor verde de espessura milimétrica, que passa, com de um contato abrupto, para uma franja de cor vermelha. A franja de cor vermelha possui um contato irregular com a franja encaixante, enquanto a franja encaixante corresponde à transição entre a rocha encaixante e a franja de alteração vermelha, figura 85.

Borda de alteração encaixante (SAMA 25 x SAMA 11)

A precipitação de lizardita e crisotila, causou um ganho em massa de 30% em SiO_2 e 34% em MgO , mesmo processo no qual a alumina é removida pela baixa retenção da Al_2O_3 na malha cristalina da crisotila, causando uma perda em massa de 11% em Al_2O_3 . O ganho em massa de 47% em Fe_2O_3 pode ser explicado pela precipitação de hematita.

Ganhos em massa acima de 70% em CaO e MnO não são coerentes com a composição mineral dessa borda de alteração, que não contém evidências da presença de minerais que contenham estes elementos em suas malhas cristalinas.

Franja de alteração vermelha (SAMA 11 x SAMA 13)

Na passagem da franja de alteração encaixante para a franja vermelha ocorreram perdas em massa de 13% em Al_2O_3 , 12% em SiO_2 e em MgO , 14% em CaO , 15% em Fe_2O_3 e 19% em MnO . Uma possível explicação para a remoção geral dos elementos maiores durante a formação da franja vermelha

pode esta relacionada a uma rápida interação do fluido com a rocha, possibilitando a remoção de elementos.

Franja de alteração verde (SAMA 13 x SAMA 12)

O processo de formação da franja de alteração verde é marcado pela imobilidade da Al_2O_3 , enquanto o MgO e a SiO_2 tiveram perda em massa da ordem de 16%, que pode ser explicado pela lixiviação de crisotila. A perda em massa de 16% de Fe_2O_3 pode esta relacionada a uma remoção parcial da magnetita, mas a perda de 53% CaO não poderia acontecer, pois a formação de diopsídio, presente nessa franja, necessita de CaO para cristalizar (Deer 1966).

6.2.5.5. Franjas de alteração em fraturas com crisotila hospedadas em serpentinito preto – AM-5.

As bordas formadas a partir da alteração hidrotermal em fraturas hospedadas em serpentinito preto (figura 86), gerou ao menos 3 franjas de alteração. A franja encaixante, que corresponde à passagem gradual da rocha encaixante para a borda vermelha, depois a franja vermelha que gradaciona para uma franja verde. A franja de cor verde, de espessura milimétrica, faz contato com a mineralização de crisotila.

Franja de alteração encaixante (SAMA 19 x SAMA 14)

Na formação da franja de alteração encaixante a partir do serpentinito preto, ocorreu ganho em massa de 8,2% em SiO_2 e 10,39% em MgO que pode ser relacionado a precipitação mais acentuada da antigorita. A remoção da magnetita e hematita do serpentinito causaram perda em massa de 3% em Fe_2O_3 . O ganho acima de 20% em Al_2O_3 e de 45% em MnO , não condiz com a assembléia mineral da rocha e da borda de alteração.

Franja de alteração vermelha (SAMA 14 x SAMA 16)

Durante a formação desta borda de alteração, a antigorita transformou-se em crisotila, causando perda em massa de 4% de SiO_2 e de MgO . A cristalização da crisotila possibilitou a perda de 24% em massa de Al_2O_3 e a cristalização de hematita resultou em um ganho em massa de 1,4% em Fe_2O_3 .

Franja de alteração verde (SAMA 16 x SAMA 15)

A passagem da borda de alteração vermelha para a verde é marcada pela imobilidade do MgO , SiO_2 e Al_2O_3 . A modificação mais significativa corresponde a um aumento em massa de 4% em Fe_2O_3 , que pode ser explicado pela precipitação de antigorita ferrífera.

6.2.5.6. Discussão sobre a mobilidade das substâncias e as perdas e ganhos de massa durante a formação das franjas de alteração.

Mobilidade do TiO_2

Durante a formação das franjas de alteração hidrotermal, inesperadamente o TiO_2 apresentou elevada mobilidade (tabela 10), apesar de ser uma substância sabidamente com baixa mobilidade durante processos hidrotermais. Nos processos de serpentinização e de formação das franjas de alteração a mobilidade do TiO_2 poderia ser explicada pela troca do titânio pelo ferro na malha cristalina da magnetita ou mesmo a precipitação e/ou remoção da titânio. A análise a partir de difratometria de raio x não indica a presença de TiO_2 nas franjas de reação, assim, questiona-se se o ajuste da isócona apresentaria melhores resultados a partir de uma equação linear, ou a partir da escolha arbitrária de um elemento considerado imóvel, como considerado por Gresen (1967). Ressalta-se, assim, a necessidade de um estudo detalhado a respeito do comportamento do TiO_2 nos processos hidrotermais relacionados à serpentinização.

Mobilidade dos elementos maiores

Os resultados de perda e ganho em massa dos elementos maiores durante a formação das bordas de alteração permite discutir a respeito das diferenças de mobilidade desses elementos durante a gênese de cada tipo de franja de alteração. Essas diferenças comprovam que a interação do fluido hidrotermal com a rocha pode resultar em diferentes produtos, que depende da composição da rocha, do fluido e do período de interação fluido/rocha.

As perdas e ganhos em massa dos elementos maiores podem ser observadas na tabela 10, figuras (92, 93 e 94).

Tabela 10. Perdas e ganhos dos elementos maiores durante a formação das franjas de alteração em serpentinitos vermelho e preto. Valores expressos em percentual.

	AM-1			AM-2				AM-3		
óxidos	encaixante	vermelha	verde	encaixante	vermelha	verde	central	encaixante	ocre	verde
SiO ₂	13,17	0	0	-6,49	0	6,11	0	0	-4,36	23,73
Al ₂ O ₃	0	12,1	0	-14,02	38,8	-10	0	-12,1	8,61	0
Fe ₂ O ₃	26,89	-3,4	0	-1,77	-11,18	15,22	4,4	9,6	1	14,29
MnO	> 80,0	-3,4		21	-8	21,28	1,55	55	-15,2	38,37
MgO	13,17	-3,4	3,49	-4,3	-1,1	6,11	0	2,11	-5,64	21,45
CaO	>100	40	-6,3		>80,0	-10	-72,16	>100	-27,5	46,7
Na ₂ O			3,49							
TiO ₂	-30,54	>100,0	-31,8			-60	0	-51,21	38	-100

	AM-4			AM-5		
óxidos	encaixante	vermelha	verde	encaixante	vermelha	verde
SiO ₂	30,97	-12,83	-16,9	8,2	1,41	-4,35
Al ₂ O ₃	-11,25	13,71	0	-4,45	21,11	-24,6
Fe ₂ O ₃	47,57	-15,43	-16,2	5,85	-3,58	1,39
MnO	>100	-18,95	-28,7	45,17	-22	12,83
MgO	34,91	-12,83	-18,1	10,39	1,41	-4,35
CaO	>100	-14	-53,6		-35,21	-24,6
TiO ₂						

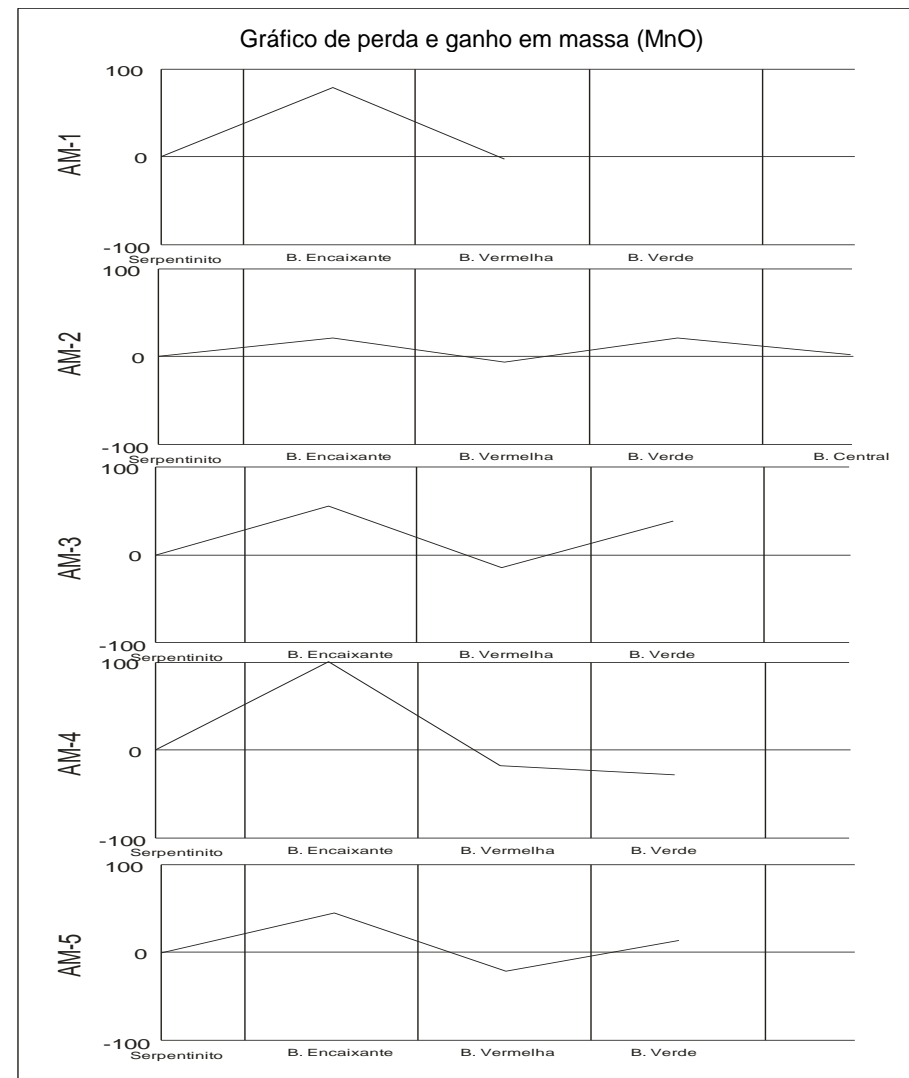
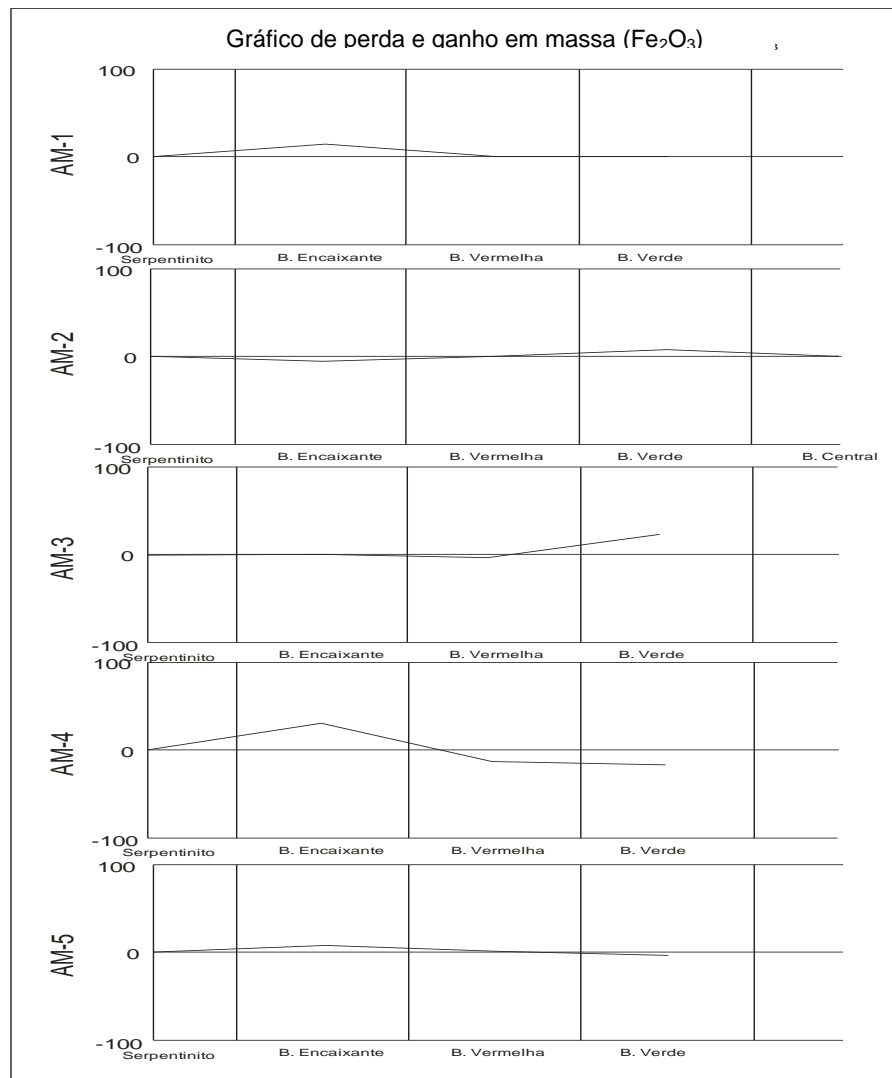


Figura 92. Gráficos de perda e ganho em massa em Fe_2O_3 e MnO , durante a formação das bordas de alteração

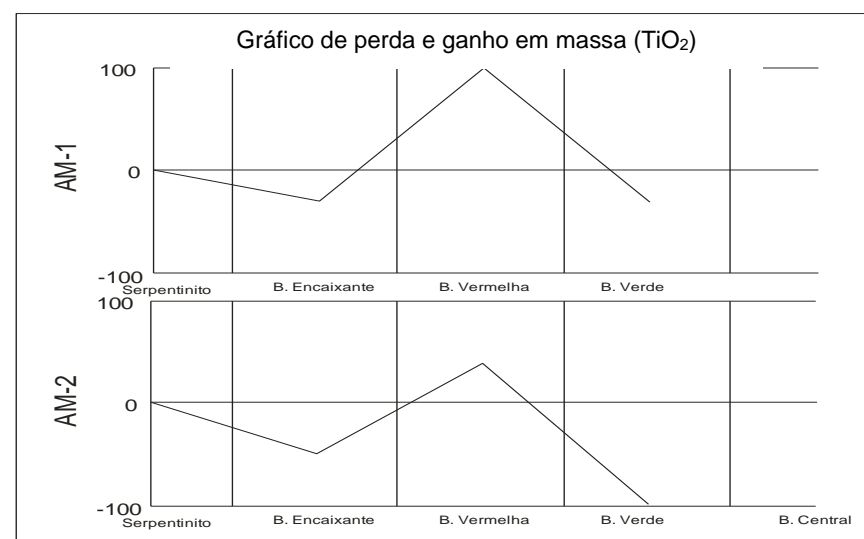
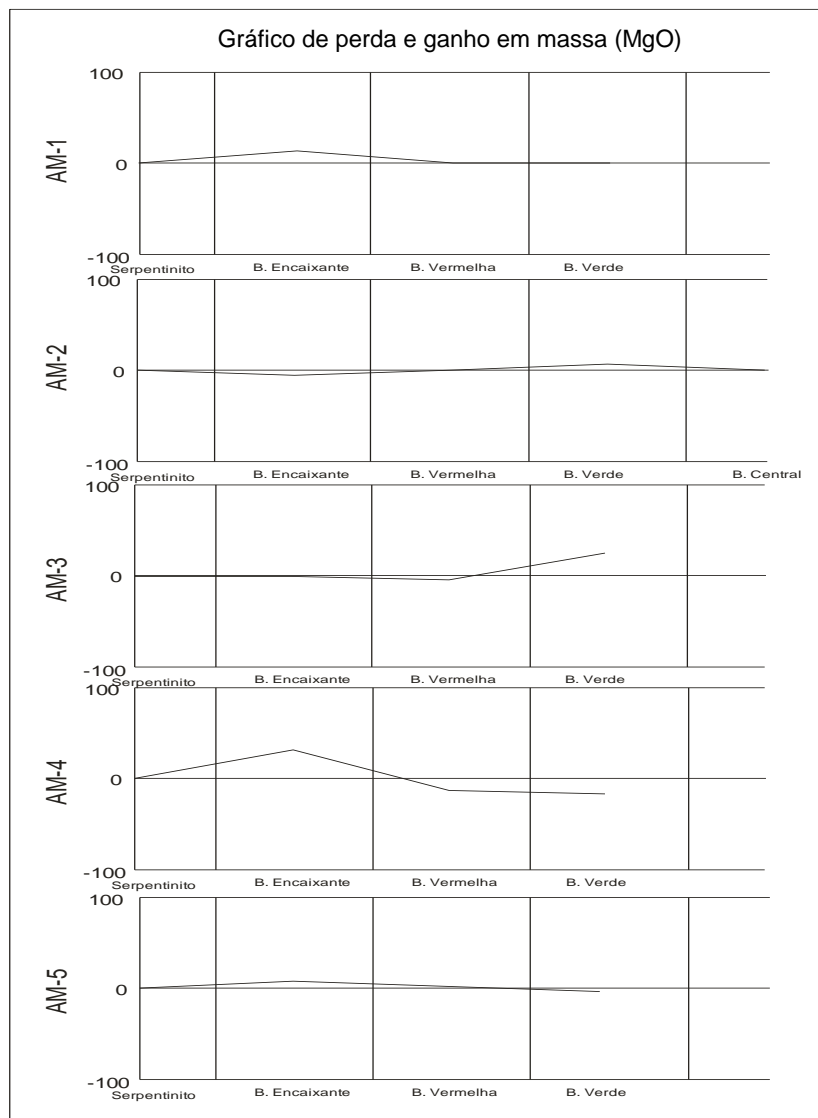


Figura 93. Gráficos de perda e ganho em massa em MgO e TiO₂, durante a formação das bordas de alteração.

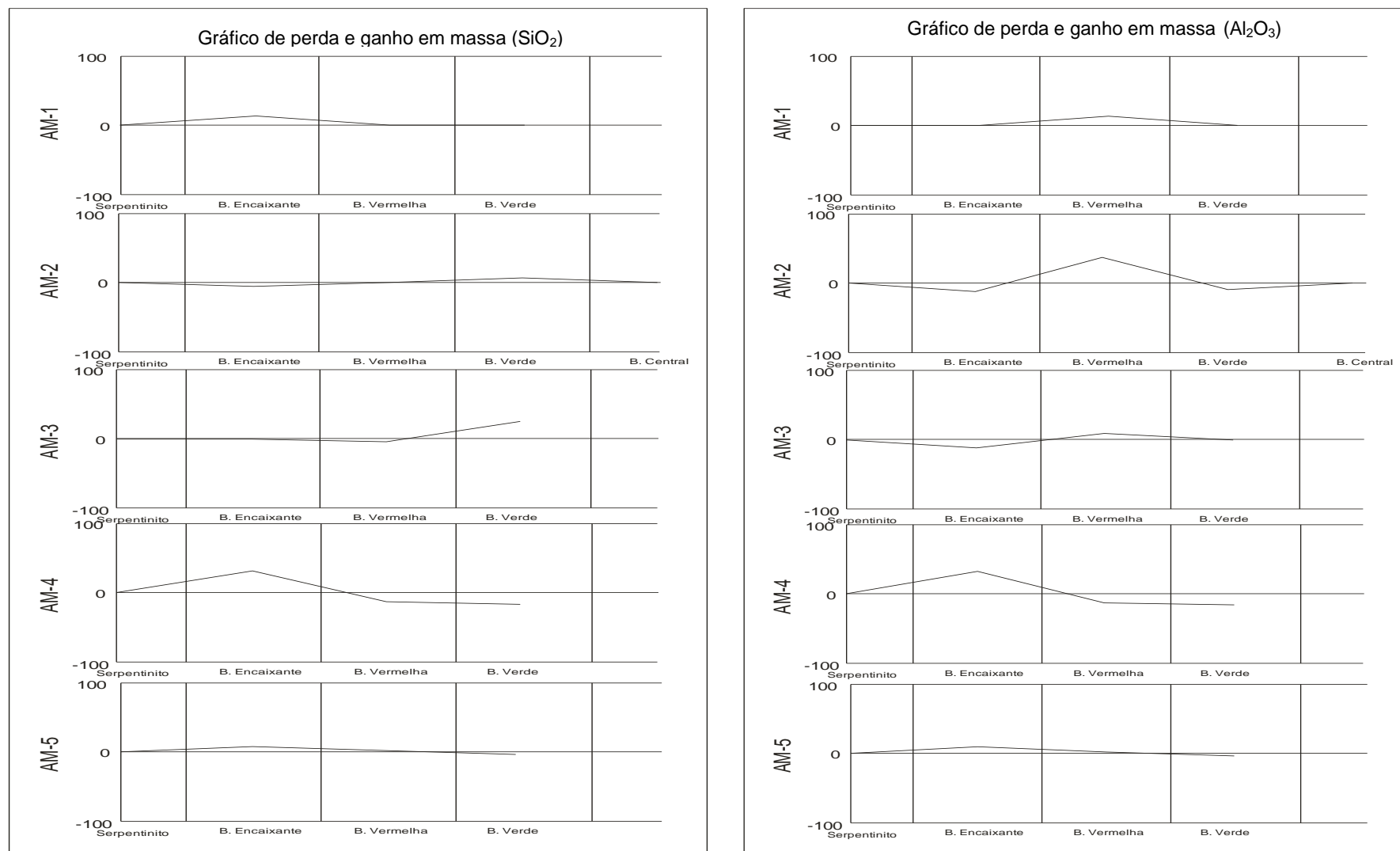


Figura 94. Gráficos de perda e ganho em massa em SiO₂ e Al₂O₃, durante a formação das bordas de alteração.

6.3 Fluido mineralizador

Como visto inicialmente, o fluido responsável pela serpentinização causou a remoção em elementos Terras Raras Leves e Pesados, causando uma divergência nas assinaturas geoquímicas para ETRs dos serpentinitos quando comparados às prováveis rochas fontes, piroxenitos e peridotitos. No entanto, quando utilizado o método de construção de isóconas de Grant (op. Cit), verifica-se, através da inclinação das isóconas, o parentesco entre os protolitos peridotito e piroxenito e os serpentinitos preto, vermelho e verde derivados.

Para o estudo genético das bordas de alteração, foram confeccionados spidergramas para elementos terras raras utilizando os serpentinitos pretos e vermelhos como rochas de referência. A assinatura geoquímica em elementos terras raras de cada franja de alteração, comparado ao do protolito (serpentinito), mostra que o fluido responsável pela formação das franjas de alteração é diferente do fluido gerador da serpentinização (figura 95), mas a assinatura apresentada por cada fluido mostra uma tendência em comum, com variações de teores associadas à precipitação dos elementos ao longo da formação das bordas de alteração. Neste sentido, considera-se que um único fluido foi responsável pela formação das franjas de alteração, diferente do fluido da serpentinização de peridotito e do piroxenito.

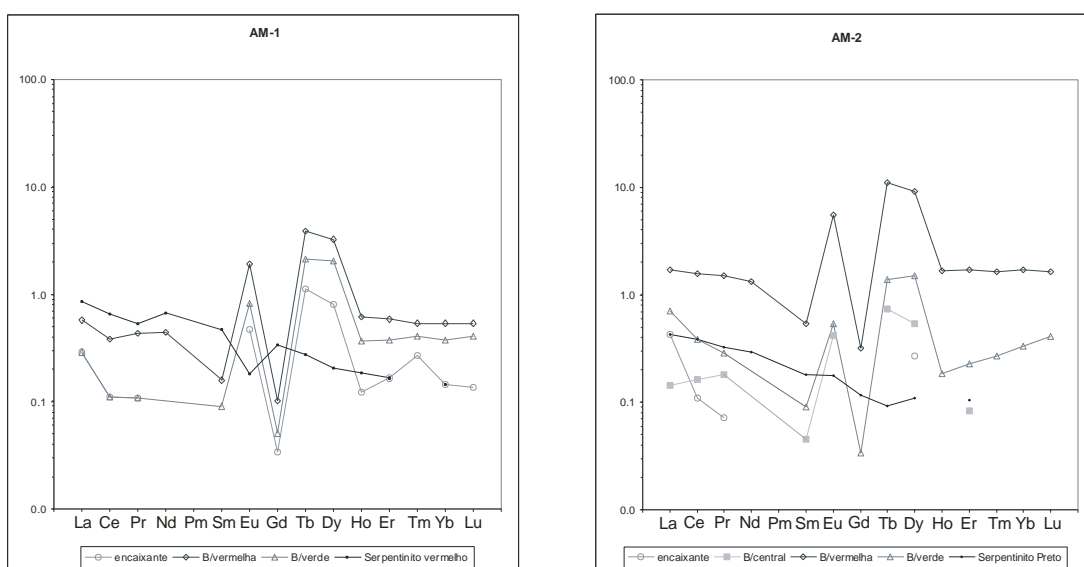


Figura 95. Spidergrams em elementos Terras Raras para as amostras de serpentinito vermelho e bordas de alteração. Normalização manto inferior.

6.4 Controle estrutural

Nesse sub-item será discutido se as estruturas rúpteis, consideradas responsáveis por controlar a percolação do fluido hidrotermal, tiveram influência na formação do minério e das franjas de alteração. Para isso construíram-se diagramas de rosetas das fraturas, com o objetivo de correlacionar as direções das fraturas abertas e fechadas com a presença das bordas de alteração, mineralizadas ou não.

Para o estudo do controle estrutural na percolação do fluido hidrotermal, construiu-se um diagrama de roseta para as fraturas mineralizadas com crisotila (= minério) e 4 diagramas de rosetas correspondentes às principais direções de fraturas das bordas de alteração AM-1, 3, 4 e 5. A gênese da borda AM-2 não pôde discutida devido à quantidade insuficiente de medidas estruturais (figura 96)

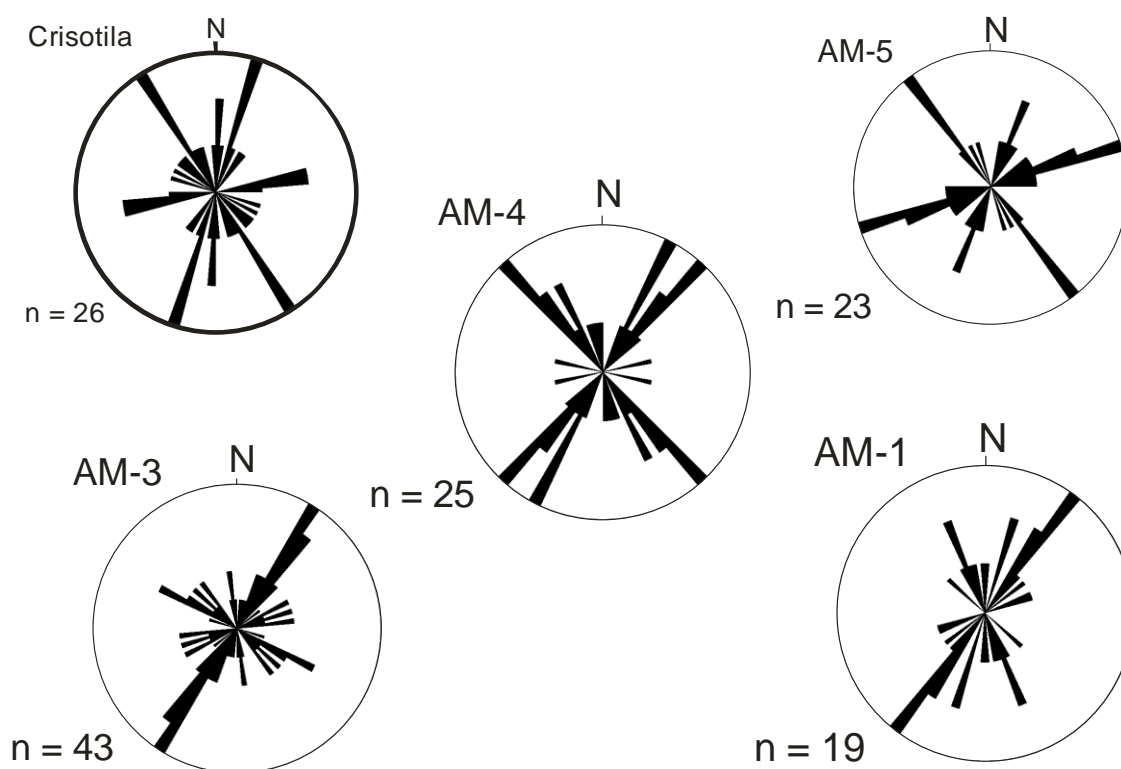


Figura 96. Diagrama de roseta em hemisfério inferior das principais direções das fraturas associadas às franjas de alteração hidrotermal.

Considerando a distribuição segundo Riedel para estruturas rúpteis associadas à zona de cisalhamento norte-sul rotacionada no sentido horário,

percebe-se que, em fase compressional as fraturas anti-riedel (direção NE-SE), evoluem para fraturas mais abertas (fraturas que aumentam a quantidade de espaços vazios à medida que o sistema compressional rotaciona no sentido horário). Essas fraturas, devido a baixa permeabilidade aos fluidos hidrotermais e, assim, possibilitar a reação desses fluídos com as rochas encaixantes, provavelmente foram às principais responsáveis pela gênese das franjas tipos AM-4 e AM-5, com crisotila, e pelo minério de crisotila tipo “cross”, com orientação NE-SE (figura 97, cava A e figura 98, cava B).

Durante o evento compressional as fraturas riedel sintéticas foram fechadas, possibilitando a percolação lenta do fluído, e interação progressiva com a rocha encaixante. Neste sistema, formaram-se preferencialmente as franjas de alteração tipo AM-1, sem crisotila, não mineralizadas (figura 93.II e 94.II).

Ao final do evento compressional houve o relaxamento do sistema de cisalhamento, quando ocorreu à mudança dos vetores de esforços, com inversão do sistema de compressional para distensional (σ_1 e σ_3 foram invertidos). Nessa fase o sistema de fraturas de Riedel continuou orientado segundo a zona de cisalhamento norte-sul, mas agora rotacionando em sentido anti-horário. Com a mudança do sistema de horário para anti-horário, as fraturas anteriormente abertas (anti-riedel) passaram a ser fechadas, bem como as fraturas Riedel (fechadas) foram abertas.

Neste sistema distensional, formou-se principalmente a borda de alteração AM-3 com crisotila (norte da cava A e centro-oeste da cava B) e AM-4 com crisotila (sudoeste da cava A), com direção NE-SE.

A formação da feição de quase-minério, designada de pré-fibra, ocorreu ao longo das regiões de precipitação de minério tipo “cross”, porém a raridade dessas estruturas em campo não possibilitou a sua interpretação com base nas atitudes de fraturas. É possível que esta feição esteja relacionada ao início da precipitação da crisotila em fraturas de segunda ordem, correspondentes a fraturas geradas em sistemas secundários das fases principais compressional e distensional, representadas fisicamente, nas cavas da SAMA, pela zona de cisalhamento de baixo ângulo que secciona o corpo de grafita no centro da cava B (figura 55).

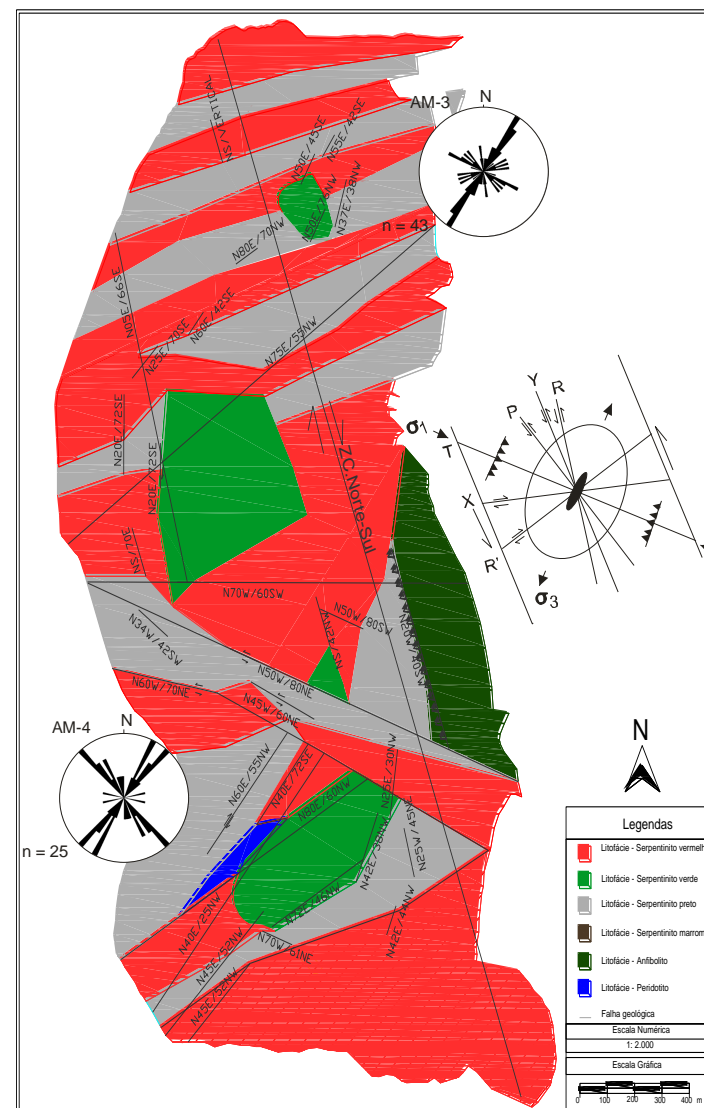
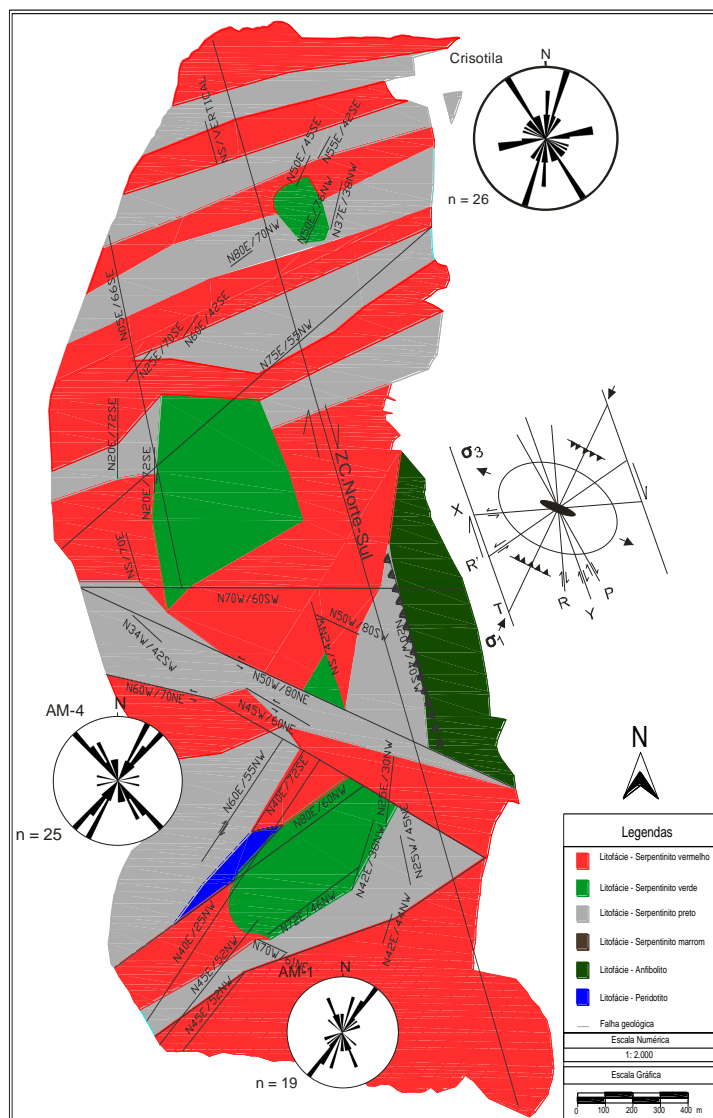


Figura 97. Mapas litofaciológicos da cava A com o posicionamento do diagrama de fraturas de Riedel, para o sistema horário (I) e anti-horário (II).

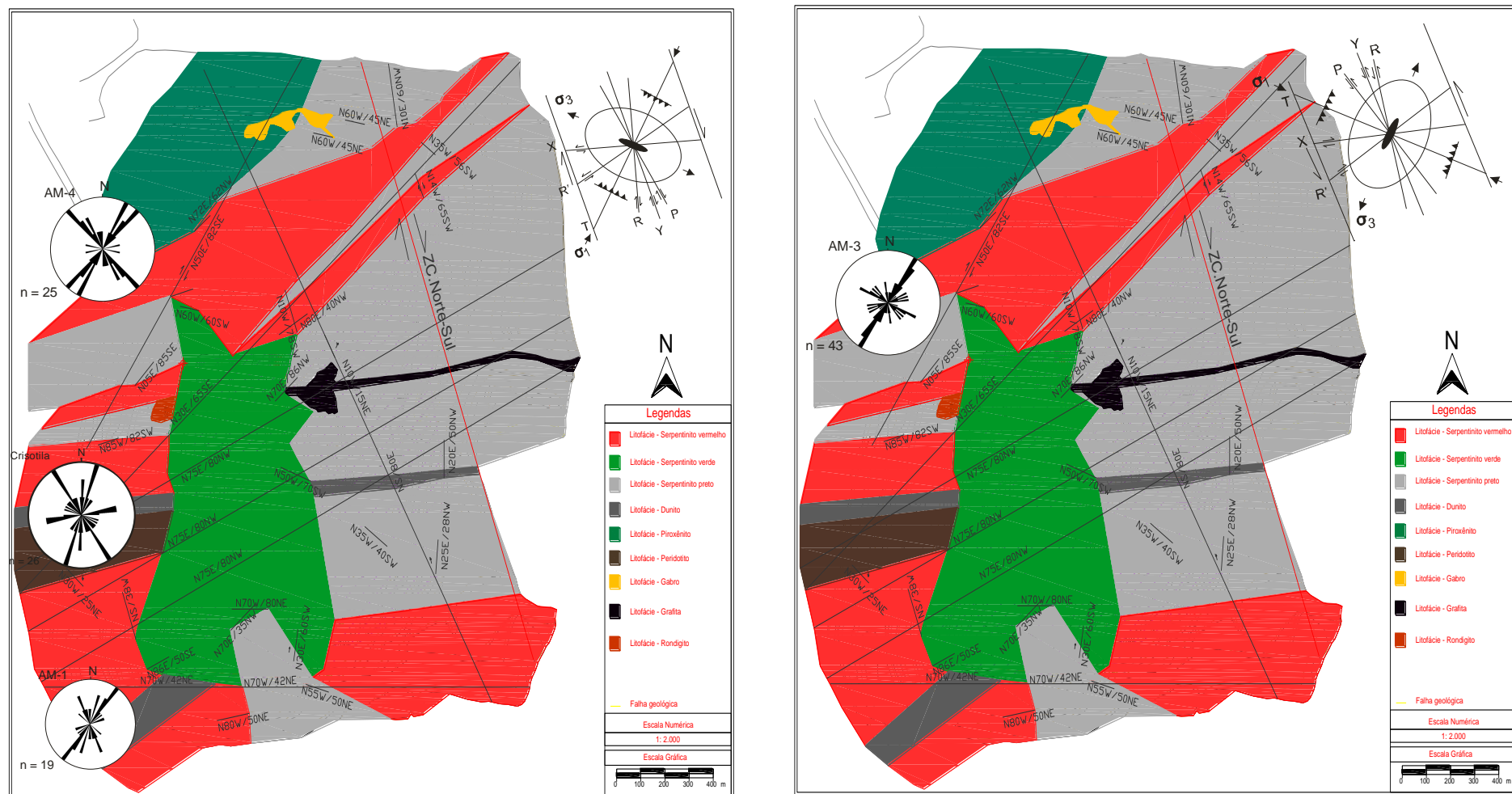


Figura 98. Mapas litofaciológicos da cava B com posicionamento do diagrama de fraturas de Riedel, para o sistema horário (I) e anti-horário (II).

7. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

7.1. Sobre a modelagem geoestatística:

As variações de teores do depósito foram estudadas com o apoio de técnicas baseadas na geoestatística em um modelo de blocos restrito. Assim, o corpo mineralizado foi dividido em fragmentos delimitados por falhas e fraturas e esses fragmentos foram submetidos à comparação espacial quanto ao sentido de rotação, tendo como resultado a divisão do corpo mineralizado em 6 grandes blocos caracterizados por 6 diferentes direções de continuidade do minério. O resultado da krigagem dos teores acumulados em cada peneira do processo de recuperação de testemunhos da usina piloto mostrou a intrínseca relação entre a mineralização e a presença de falhas e fraturas.

Um último estudo realizado com modelo de blocos restrito consistiu na comparação com o modelo aberto da SAMA. Os dois modelos, aberto e restrito, tiveram como base de referência os teores médios dos blocos já lavrados durante os últimos 5 anos da mina. Como resultado, o modelo restrito em comparação ao modelo aberto, obteve uma variação de teores na ordem de 2%, quando comparados blocos situados dentro do modelo de blocos restrito com blocos do modelo aberto.

Quando se comparam teores de blocos de lavra mistos, compostos por blocos situados na periferia do modelo restrito e por blocos situados fora do modelo (com teores igual a zero), com os teores dos mesmos blocos de lavra mistos calculados com o modelo de blocos aberto, a variação dos teores diferiram em mais de 300%. Este resultado mostra claramente que o modelo da SAMA corresponde à krigagem de um modelo de blocos aberto, no qual a estimativa dos teores para fins comparativos com modelo restrito só pode ser realizada dentro do domínio do modelo restrito.

7.2. Sobre a gênese do minério de crisotila:

A atuação de fluídos hidrotermais que percolaram a zona de cisalhamento norte-sul no extremo sul do Complexo de Cana Brava gerou a principal mineralização de crisotila do depósito da SAMA em Minaçu. Estes

mesmos fluídos também mascararam as feições estruturais geradas pelos eventos anteriores, dificultando a sua compreensão.

Vênulas de crisotila sem franjas de alteração estão presentes em todos os litotipos do depósito, inclusive no corpo de grafite e no rodingito, rochas que não têm composições químicas nem minerais que possibilitem a cristalização de serpentina. Isso evidencia que as vênulas com crisotila formaram-se em um processo violento de ebulição (“*boiling*”), único processo mineralizador capaz de fraturar todas as rochas e precipitar crisotila simultaneamente em todas as fraturas abertas, não importando o tipo de rocha.

Constatou-se que o serpentinito verde mostra o estado mais avançado de serpentinização, devendo corresponder ao local do foco do hidrocataclamento, onde houve formação de “*stockwork*” e precipitação rápida dos solutos (= crisotila), o que explicaria a formação de minério de alto teor no centro desse corpo de serpentinito e a diminuição dos teores em direção a rocha encaixante. Esta fácies em particular estaria associada à peridotitos intensamente fraturados, ou seja, a rocha com maior potencial para geração de serpentinas, que, devido ao fraturamento, teria sido exposta a volumes consideráveis de fluído mineralizador por um longo intervalo de tempo. Foi nessa região que a pluma hidrotermal apresentou maior interação com as rochas, promovendo a precipitação de magnetita próxima ao centro da pluma e a diminuição do fraturamento e da quantidade de magnetita em direção às bordas, onde formaram-se fraturas e vênulas mineralizadas sem magnetita, até o desaparecimento do minério na rocha encaixante.

Fora da região de “*stockwork*” o fluído percolaria as rochas do depósito através das fraturas abertas e fechadas, geradas no sistema riedel compressional e distensional. Nessas fraturas, a interação do fluído com os serpentinitos formaria as bordas de alteração e controlaria a mineralização a depender de espaços abertos o suficiente para a precipitação da crisotila ou somente para reação com a rocha, formando franjas de alteração sem a precipitação de crisotila. O grau de alteração destes litotipos está associado, portanto, à susceptibilidade das rochas associada à permeabilidade secundária gerada pela falhas e fraturas anteriores ao evento hidrotermal.

7.3. Sobre o processo mineralizador:

A petrografia indica que a passagem da antigorita para lizardita e, desta para crisotila, está diretamente relacionada às variações de temperatura durante o processo mineralizador. A análise das frinjas de reação de magnetita permite estabelecer uma correlação destas com a paragênese gerada pela atuação de metassomatismo sobre cristais de olivina. Em ambos os casos, a cristalização da crisotila está associada à redução de temperatura.

O estudo petrográfico também estabeleceu uma relação direta entre a formação de serpentina e a presença de olivina em abundância (peridotitos ou níveis com concentração de olivina). Amostras de dunitos e anfibolitos apresentaram níveis com concentrações elevadas de olivina, no entanto, estas apresentaram perdas de volume incoerentes com o processo metassomático.

7.4. Sobre a serpentinização, franjas de alteração e o balanço de massa do processo mineralizador:

A avaliação de perdas e ganhos de substâncias químicas associadas à serpentinização aponta piroxenitos e peridotitos como protolitos dos serpentinitos. Neste contexto, os serpentinitos pretos foram derivados de piroxenitos, enquanto os serpentinitos vermelhos e verdes foram produto da serpentinização de peridotitos. O serpentinito marrom teria origem em uma passagem gradual entre o peridotito e serpentinito vermelho.

As franjas de alteração associadas aos serpentinitos vermelhos e pretos apresentam assinatura geoquímica diferente do padrão observado nos serpentinitos. A princípio admitiu-se a atuação de dois fluídos no sistema. O primeiro fluído teria causado a serpentinização enquanto o segundo seria responsável pela geração das franjas de alteração. Para averiguar esta hipótese, realizou-se o estudo das perdas e ganhos de massa de elementos durante o metassomatismo, além do estudo dos fatores controladores da percolação do fluído.

Fora da zona de stockwork, centro do hidrocatclasamento, o minério de crisotila precipitou ao longo das fraturas anti-Riedel, gerando as franjas de alteração AM-4 e 5, durante o regime compressional. As fraturas Riedel,

mesmo sendo fraturas fechadas, possibilitaram a percolação de fluídos, mas neste caso não houve formação de minério, mas sim a formação das franjas de alteração tipo AM-1, onde se pressupõe que a falta de espaço não permitiu a precipitação de crisotila nas fraturas com essas franjas de alteração.

Com a mudança vetorial dos esforços tectônicos, o regime mudou para distensional, cujo resultado foi a geração de uma zona de cisalhamento principal com rotação horária. Durante este regime distensional as fraturas anteriormente abertas foram fechadas, formando as crisotilas tipo “*slip*”, resultado do fechamento destas fraturas (anti-Riedel) e esmagamento das crisotilas tipo “*cross*”. Nas fraturas riedel, abertas durante o sistema distensional, formaram-se as bordas de alteração AM-3 e boa parte da borda AM-4, mineralizadas com crisotila.

Durante a atuação do sistema compressional e distensional, formaram-se sistemas secundários, representado fisicamente pela zona de cisalhamento de baixo ângulo no centro da cava B. Esse sistema secundário foi responsável por gerar fraturas de menores proporções nas quais precipitaram a pré-crisotila.

Com base nas diferenças entre as assinaturas geoquímicas entre os serpentinitos e bordas de alteração, apoiadas com o controle estrutural do fluído, admite-se que a formação das bordas de alteração corresponde a um fluído de evento diferente daquele responsável pela serpentinização de peridotito e piroxenito.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. 1969. Idades Potássio-Argônio de rochas do Centro-Oeste brasileiro. In: CONGR. BRAS. GEOL.; 22. Salvador, 1969. *Resumos...* Salvador, SBG. Bol. Esp.1, p.80-81.

ARAUJO, V.A. & ALVES, A.C.1979. *Projeto Canabrava-Porto Real – Relatório Final*. DNPM\CPRM, v.1-2 (inédito).

AUCLAIR, M. et Al .1993. Mineralogy , Geochemistry, and Paragenesis of the Eastern Metals Serpentine –Associated Ni-Cu-Zn Deposit, Quebec Appalachians. *Economic Geology*, vol. 88. 123-138.

BARBOSA, O.: BATISTA, M.B., DYER, R.C.; BRAUN, O.P.G., COSTA, J.C. 1969. *Geologia e inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília*. Rio de Janeiro, PROSPEC\DNPM (inédito).

BERBERT, C.O.1968. Notícia sobre o Projeto Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL. 22. Belo Horizonte, 1968. *Anais...* Belo Horizonte, SBG., p.219-222.

BERBERT, C. O. 1970. Geologia geral dos complexos básicos-ultrabásicos de Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL.:20. Brasília, 1970. Bol. Esp. 01 ...Brasília, SBG, p.20-24.

BIONDI, J. C. 2003. Processos Metalogenéticos e os depósitos Brasileiros. São Paulo, Oficina de Textos. Vol. único. 528 p.

BOUGAULT et al., 1993. . *Fast and slow spreading ridges: structure and hydrothermal activity, ultramafic topographic highs and CH₄ output*. *J. Geophys. Res.* 98, pp. 9643–9651.

CONDE. R, P. 2000. Geoestatística Aplicada a Avaliação de Reservas e Controle de Lavra na Mina de Cana Brava (GO). 162p. São Paulo. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

CONGULO, E. & LAURENT, R. 1984. *Mineralogical and Chemical Variations in Chrysotile veins and Peridotite host-rock from the Asbestos belt of southern Quebec*. *Canadian Mineralogist*. Vol. 22, pp. 173-183.

CORÀ, C. A. G. 1996. Distribuição de pesos e influências das variáveis na cokrigagem.132 p. São Paulo. (Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Campinas).

CORREIA, C.T. 1994. *Petrologia do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, Goiás*. 151p. São Paulo. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

CORREIA, C.T. & GIRARDI, V.A.V. 1994. *Inferred composition of parental magma of mafic ultramafic complex of Cana Brava, Goiás, Brazil*. In: *INTER. SYMP. PHYS. CHEM. UPPER MANTLE*. São Paulo. 1994. *Preceedings...* São Paulo. p: 163-165.

CORREIA, C. T.; GIRARDI, V. A. V.; LAMBERT, D. D.; KINNY, P. D.; REEVES, S. J. 1996. 2Ga U-Pb (SHRIMP-II) and Re-Os ages for the Niquelândia Basic-Ultrabasic Layered Intrusion, Central Goiás, Brazil. n: *CONG. BRAS. GEOL.* 39. Salvador, 1996. *Anais...* Salvador, SBG. V.6. p.187-189.

DEER, W.A. 1966. *Minerais constituintes das rochas : uma introdução*. Lisboa : Fundação Calouste Gulbenkian. 559 p.

DREHER, A.M.; GIRARDI, V.A. V, COMIN-CHIARAMONTI, P. 1989. Petrologia dos rodingitos do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, 19(2):224-236.

ECKSTRAND, O.R. 1975. *The Dumont Serpentinite: A Model for Control of Nickeliferous Opaque Mineral Assemblage by Alteration Reactions in Ultramafic Rocks*. *Economic Geology*. Vol. 70. 183-201.

FILHO. O. B. F. & QUEIROGA, N.C.M. Crisotila-Amianto. Disponível em: http://www.dnpm.gov.br/assets/galeriaDocumando/SumarioMineral2007/Amianto_SM2007.doc. Acesso em 8 de Outubro. 2008.

FROST, B.R. and BEARD, J.S. 2007. On silica activity and serpentinization, *Journal of Petrology* **48** (7) (2007), pp. 1351–1368.

FUCK, R.A.1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 4 .Brasília, 1994. *Resumos...* Brasília, SBG, p. 184-187.

FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; WINGE, M.; ANDRADE, G.F.; BARREIRA, C.F.; LEONARDOS, O.H.; KUYUMJIAN, R.M. 1981. Geologia da região de Goianésia. In: SIMP. GEOL. CENTROOESTE, 1, Goiania, 1981. *Anais...* Goiania, SBG, p.447-467.

FUCK, R. A. NEVES, B. B. B. CORDANI, U. G. KAWASHITA, K. 1989. Geocronologia Rb-Sr no Complexo de Barro Alto, Goiás: Evidência de metamorfismo de alto grau e colisão continental há 1300 Ma no Brasil Central. *Geochim. Brasil*. 3(2): 125-140

GIRARDI, V.A.V. 1978. Estudo preliminar sobre a petrologia do Maciço de Cana Brava, Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL. 30. Recife, 1978. *Resumos...* Recife, SBG. Bol.1, p.76.

GIRARDI, V. A. V; COUTINHO, J.M.V.; MATSUI, K.; SILVEIRA, T. 1976. Os rodingitos do Complexo de Cana Brava, Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL.; 29. Ouro Preto, 1976. *Resumos...*Ouro Preto, SBG., p.342.

GIRARDI, V. A. V.; FERRARA, G. R.; SIENA, F; SINIGOI, S. 1981. Precambrian Barro Alto Complexo f Goiás, Brazil: Bulk geochemistry and phase equilibria. N. Jb. Miner. Abh.,142(3):270-291.

GODOY, A.C.1968. Mapa das ocorrências minerais do Estado de Goiás, com localização dos principais maciços básicos e/ou ultrabásicos. In: CONGR. BRAS. GEOL. 22. Belo Horizonte, 1968. *Anais...* Belo Horizonte, SBG., p.223-229

GRANT, J. A. 1986. *The Isocon Diagram – A Simple Solution to Gresens' Equation for Metasomatic Alteration. Economic Geology*. Vol. 81, pp. 1976-1982.

GRESENS, R.L. 1967. *Composition-volume relationships of metasomatism. Chemical Geology*. Vol. 2, p. 47 – 55.

HASUI, Y. MAGALHÃES, F.S. (1985). Modelo geométrico evolutivo das estruturas geológicas da mina de Cana Brava. Convenio IPT/SAMA. São Paulo. 1985p. Inédito.

HENDERSON, P. (1984). *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam ; Oxford: Elsevier, c1984. 510p.

IANHEZ, A.C. et al. 1982. Vulcanoplutonismo da extremidade sudeste da Plataforma Amazônica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. Anais... Belém: SBG-NO, v.2, p.128-146.

LIMA, T.M. 1997. Geologia, Estratigrafia e Petrologia da Porção Sul do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, Goiás. 300 p. Brasília. Dissertação de (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

MATSUI, K.; GIRARDI, V.A.V.; BASEI, M.A.S.; HASUI, Y. 1976. Idades K/Ar do Complexo Básico-Ultrabásico de Cana Brava - Goiás. In: ONGR. BRAS. GEOL.; 29. Ouro Preto, 1976. *Anais...* Ouro Preto, SBG., p.269-277.

MCDONOUGH, W.F., SUN, S., RINGWOOD, A.E., JAGUTZ, E., HOFMANN, A. W. 1991. K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochim, Cosmo, Acta*, Ross Taylor Symposium volume.

MILEWSKI, J.P. PAMPLONA, R. OSTRONOFF, C. SARMENTO, C.E.M.1970. Excursão N°7: Região de Cana Brava. In: CONGR. BRAS. GEOL. 24. Brasília, 1970. *Bol. Esp.n°02...* Brasília, SBG, p.115-130.

MINERAL COMMODITY SUMMARIE, 2008. Disponível em <http://www.dnpm.gov.br/assets/galeriaDocumento/SumarioMineral2008/Amiant o.pdf>. Acessado em 20 set 2009.

NAGAO, M. 1974. Mapa Geológico do Complexo Cana Brava – escala 1:50.000. In: LEÃO NETO & OLIVATTI, 1983. Projeto Palmeirópolis – relatório preliminar. DNPM/CPRM.

O'HANLEY, D. S. & WICKS, F. J. *Conditions of Formation of Lizardite, Chrysotile and Antigorite, Cassiar, British Columbia*. 1995. *The Canadian Mineralogist*. Vol. 33, pp.753 – 773.

OLIVEIRA, M.C.B. 1996. Caracterização tecnológica do minério de crisotila da Mina Cana Brava, GO. Tese de Doutorado apresentada no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 250p.

PAMPLONA, R.I. & NAGAO, M.1981. Jazimentos de amianto crisotila da Mina de Cana Brava, Goiás. IN: SCHMARTZ, W. H. (coord.). *Os Principais depósitos minerais da região Centro- Oeste*. DNPM,1981, p.77-137.

PANNATIER, Y. 1994. Statistics of Spatial Processes: Theory and Applications. pp. 165 – 170. In V. Capasso, G. G and Posa, D. (eds). Bari.

SCLIAR, C. 1998. Amianto, mineral mágico ou maldito?. CDI – Centro de Documentação e Informação LTDA. Disponível em <http://www.crisotilabrasil.org.br>. Acessado em 20 Fev 2010.

SCHANDL, E. S., O'HANLEY D. S., WICKS F. J. *RODINGITES IN SERPENTINIZED ULTRAMAFIC ROCKS OF THE ABITIBI GREENSTONE BELT, ONTARIO*. *Canadian Mineralogist*. vol.27, pp. 579-59.

VITI, C. 2010. *Serpentine minerals discrimination by thermal analysis*. *American Mineralogist*, vol. 95, p. 631–638.

WACKERNAGEL, H. 1995. Multivariate Geostatistic. An Intriduction with Applications. p. 256. Berlin. Springer-Verlag.

WINKLER, H. G. F. 1976. Petrogenesis of metamorphic rocks. New York. ed. 4. .Springer-Verlag. 334p.

WINKLER, H. G. F. 1977. Petrogenesis of metamorphic rocks, Springer – Verlag. 348p.